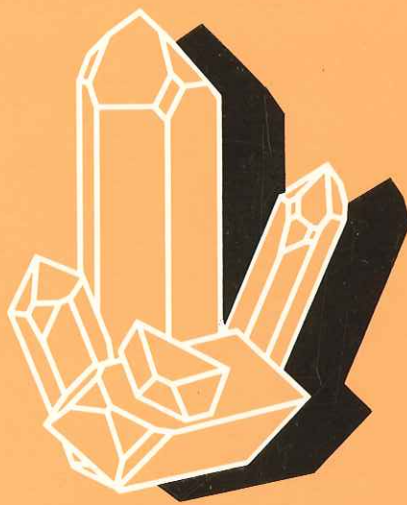


LES ISOTOPES RADIOGÉNIQUES EN GÉOLOGIE : CHRONOLOGIE GÉOCHIMIE

Ouvrage collectif sous la direction de

J.L. DUTHOU



**Société Française de Minéralogie
et de Cristallographie**

**Les Isotopes
Radiogéniques en Géologie:
Chronologie
Géochimie**

ouvrage collectif sous la direction de

J.L. DUTHOU

**Société Française de Minéralogie
et de Cristallographie**

Ouvrages publiés par

LA SOCIÉTÉ FRANÇAISE DE MINÉRALOGIE ET DE CRISTALLOGRAPHIE

Manipulations, exercices, problèmes corrigés.

Volume I broché, (1980), éd. V. Gabis. Épuisé.

Les transformations de phase dans les solides minéraux.

2 Volumes brochés, (1981), éd. V. Gabis et M. Lagache. Épuisés.

Les surfaces des solides minéraux.

2 Volumes brochés, (1982), éd. V. Gabis et M. Lagache. Épuisés.

Thermométrie et barométrie géologiques.

2 Volumes brochés, (1984), éd. M. Lagache. Épuisés.

Méthodes spectroscopiques appliquées aux minéraux.

2 Volumes brochés, (1986), éd. G. Calas.

Prix public au 1/1/1993 : 280 F.

Initiation à la microscopie électronique par transmission.

Minéralogie, Sciences des matériaux.

1 Volume broché, (1987), éd. C. Willaime.

Prix public au 1/1/1993 : 220 F.

Matériaux argileux

1 volume relié, (1990), éd. A. Decarreau.

Prix public au 1/1/1993 : 400 F.

**Les Isotopes Radiogéniques en géologie :
chronologie, géochimie**

1 Volume relié, (1992), éd. J.L. Duthou

Prix public au 1/1/93 : 350 F.

© Société Française de Minéralogie et de Cristallographie
Paris, 1992

I.S.B.N. - 2 - 903589 - 07 - 0

Les ouvrages sont en vente à la
Société Française de Minéralogie et de Cristallographie
Tour 16, 4 Place Jussieu, 75252 PARIS CEDEX 05

**Les Isotopes
Radiogéniques en Géologie:
Chronologie
Géochimie**

AVANT PROPOS

Au cours de la dernière décennie, la géochronologie et la géochimie isotopique ont fait l'objet d'importants développements sur les plans conceptuels et méthodologiques que les non spécialistes n'ont pas toujours été en mesure de suivre.

C'est pourquoi la Formation Permanente du CNRS a proposé une Ecole sur ces thèmes. Destinée à un large public, elle s'est déroulée au Département des Sciences de la Terre de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand du 22 au 24 octobre 1991. Elle a réuni 34 participants (CNRS-ES-BRGM-Etudiants) dont de nombreux géophysiciens, pétrologues structuralistes et quelques géochimistes.

Devant l'intérêt manifesté par les auditeurs, il a semblé utile de rassembler les actes de cette Ecole dans ce document édité par la Société Française de Minéralogie et Cristallographie. Son but est de familiariser à ces sujets les chercheurs et enseignants chercheurs non spécialistes.

Comme il était impossible de traiter tous les systèmes isotopiques, nous avons délibérément choisi les couples Rb-Sr, Sm-Nd et U-Pb sous leur aspect chronologique (datations) et géochimique (traceurs).

Après des rappels théoriques sur la radioactivité et ses lois, les principes de ces méthodes chronologiques, ainsi que le comportement de ces systèmes, au cours du métamorphisme sont évoqués.

Bien que non central par rapport aux objectifs de l'Ecole, il était nécessaire pour une meilleure compréhension des systèmes isotopiques de rappeler ici les lois de répartition des éléments en trace. Un chapitre est donc consacré aux modèles de fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange, contamination.

L'utilisation des nuclides radioactifs est illustrée à partir d'exemples de contexte varié en traitant soit du seul aspect chronologique (chaîne hercynienne d'Europe) soit en le couplant avec leur rôle de traceur. C'est ainsi que sont exposées la croissance crustale, puis l'étude des MORB et OIB pour comprendre et modéliser la dynamique actuelle et passée du manteau et les échanges croûte-manteau.

Un chapitre est également consacré aux applications des isotopes du plomb à la métallogénie.

Il est évident que cette publication collective implique des contenus variés quant à la longueur et la structure des différents articles et certaines répétitions.

Ce livre est donc partiel et n'a pas la prétention de remplacer les nombreux ouvrages consacrés à la géochronologie et la géochimie isotopique. Il est à la fois une introduction simple pour ceux qui doivent enseigner ces matières, mais comporte également des chapitres beaucoup plus "pointus" pour les spécialistes. Nous espérons que la lecture n'en sera pas trop ardue et qu'il répondra à l'attente des participants de cette Ecole Thématique et aux autres lecteurs.

Nous tenons enfin à remercier pour leurs aides matérielles la Formation Permanente du CNRS, la Société Française de Minéralogie et Cristallographie ainsi que les membres du L'URA 10.

LISTE DES AUTEURS

Dr JEAN LOUIS DUTHOU, URA 10, Département des Sciences de la Terre, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex

Prof. JOEL LANCELOT, URA 1371, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex

Prof. JEAN GUY SCHILLING, University of Rhode Island, Graduate School of Oceanography, Narragansett, RI 02882-1197, USA

Prof. PHILIPPE VIDAL, URA 10, Département des Sciences de la Terre, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex

SOMMAIRE

CHAPITRE I - LES ISOTOPES - LA RADIOACTIVITE ET SES LOIS - LA METHODE Rb-Sr par J.L. DUTHOU

I - Les types de radioactivité naturelle	3
II - Les lois de la radioactivité	4
III - La méthode de datation rubidium-strontium	6

CHAPITRE II - LA METHODE Sm-Nd par Ph. VIDAL

I - Introduction	13
II - Radioactivité du samarium : notations	13
III - Diagramme isochrone	14
IV - Géochimie isotopique du néodyme	14

CHAPITRE III - LES METHODES U-Th-Pb par Ph. VIDAL

I - Constantes radioactives	21
II - Ages $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	21
III - Diagrammes isochrones	21
IV - Diagramme Concordia	23
V - Evolution du plomb terrestre ; méthode Pb commun	27

CHAPITRE IV - MODELISATION DES PROCESSUS PETROGENETIQUES - FUSION PARTIELLE - CRISTALLISATION FRACTIONNEE - MELANGES - CONTAMINATION par J.L. DUTHOU

I - Les Terres Rares : généralités	39
II - Normalisation	40
III - Coefficient de distribution	41
IV - Minéraux et KD	42
V - Modélisation mathématique du fractionnement des éléments	43
- Fusion partielle à l'équilibre	43
- Fusion fractionnée	46
- Fractionnement cumulé de Rayleigh	46
- Modèles complexes de fusion	46
- Cristallisation fractionnée	48
- Cristallisation à l'équilibre	48
- Mélange - Assimilation - Contamination	51
- Assimilation et cristallisation fractionnée (AFC)	57
VI - Orientations bibliographiques	60

CHAPITRE V - LES SYSTEMES Rb-Sr, U-Pb et LE METAMORPHISME par J.L. DUTHOU

I - Les isochrones Rb-Sr sur roches totales et le métamorphisme général	65
II - Les âges sur minéraux et le métamorphisme général dans les roches orthodérivées	66
III - Les minéraux et le métamorphisme de contact	69
IV - Orientations bibliographiques	72

CHAPITRE VI - LA CHAÎNE HERCYNIENNE EN EUROPE : CHRONOLOGIE par J.L. DUTHOU

I - L'histoire prévarisque : le Précambrien	75
II - Le Cambrien supérieur, l'Ordovicien inférieur	77
III - Le Silurien	77
IV - Le Dévonien	78
V - Le Carbonifère inférieur	79
VI - Le Carbonifère moyen à supérieur	80
VII - Le Carbonifère supérieur, Permien inférieur	80
VIII - Références bibliographiques	81

CHAPITRE VII - CROISSANCE CRUSTALE par Ph. VIDAL

I - Composition de la croûte continentale : les magmas modernes	93
- Les magmas liés aux zones de subduction	93
- Le volcanisme intraplaque continental	96
- Les leucogranites, produits de collision	97
II - Composition de la croûte continentale : les variations verticales	99
- La croûte continentale supérieure	99
- La croûte continentale inférieure	101
- Composition globale de la croûte continentale	103
III - Les plus vieux témoins crustaux et l'ère hadéenne	103
IV - Croissance crustale au Précambrien ancien : le Groënland	105
V - Variations séculaires et modèles de croissance	109
- Variations séculaires	109
- Modèle de croissance crustale	112

CHAPITRE VIII - OCEANIC DOMAINS AND THE MANTLE par J.G. SCHILLING

I - Introduction	121
II - Problems in the mantle dynamics	121
III - Isotope methodology	123
- Tracer approach	124
- Radiogenic isotope systematics	128
IV - Estimates of parent daughter ratios in the Bulk silicate Earth	132
V - Some historical perspectives on mantle heterogeneities	145
VI - Isotope topology	149
VII - Geographical distribution of mantle heterogeneities	157
- OIB population	157
- MORB population	162
VIII - Mantle plume - ridge interactions	162
IX - Plume dispersion models	173
X - Mantle plume fluxes and excess temperatures	198
XI - Mantle plume - lithosphere interactions	200
XII - References	202

CHAPITRE IX - ISOTOPES RADIOGENIQUES, TRACEURS ET CHRONOMETRES DES MINERALISATIONS par J.R. LANCELOT

I - Gisements M.V.T. des USA	230
II - Le gisement de Navan (Irlande)	241
III - La province cévenole	258
IV - Le gisement de Cigar Lake (Canada)	258
V - Les gisements d'uranium du Sud du Massif Central	269

Chapitre I

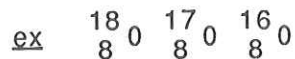
Les isotopes - La radioactivité et ses lois La méthode Rb-Sr

par Jean Louis DUTHOU

LES ISOTOPES - LA RADIOACTIVITE ET SES LOIS LA METHODE Rb-Sr

La radioactivité naturelle a deux applications essentielles dans les Sciences de la Terre : la datation des roches (géochronologie) et l'utilisation des isotopes comme traceurs dans les processus pétrogénétiques (géochimie isotopique).

Les isotopes d'un élément chimique ont tous le même numéro atomique Z (le même nombre de protons dans leurs noyaux) mais des masses atomiques M différentes (nombre de neutrons différent),

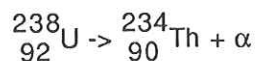
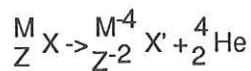


I - Les types de radioactivité naturelle

Il existe dans la nature de nombreux isotopes radioactifs, principalement parmi les éléments de numéro atomique élevé. Ces nuclides radioactifs se transforment spontanément, par radioactivité naturelle en un nuclide d'espèce différente, dit radiogénique. Selon la particule expulsée ou captée, plusieurs types de radioactivité existent.

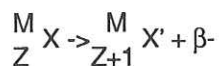
- Radioactivité α

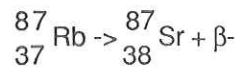
Un noyau se désintègre en émettant une particule α , c'est-à-dire un noyau d'Hélium



- Radioactivité β^-

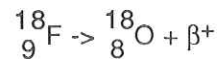
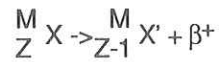
Le noyau émet une particule β^- , un électron. Ce phénomène correspond à la transformation d'un neutron en proton dans le noyau, avec émission d'un électron





- Radioactivité β^+

Il y a émission d'un électron positif β^+ (positron). Un proton se transforme en neutron dans le noyau, avec émission d'un positron.

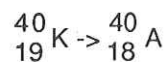
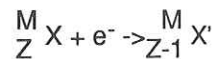


Comme dans le cas d'émission de particule β^- , la masse atomique M est conservée, la désintégration est dite isobarique.

Les désintégrations α et β sont généralement accompagnées par l'émission d'un rayonnement.

- K capture ou capture électronique

Le noyau capture un électron de la couche K. Un électron extérieur au noyau réagit avec un proton du noyau pour former un neutron.



- Fission Spontanée

Un noyau lourd éclate en deux noyaux de masses voisines avec émission de neutrons.

II - Les lois de la radioactivité

La radioactivité simple est celle où le nuclide radioactif N donne directement un nuclide radiogénique F, stable, par exemple le rubidium 87 donne du strontium 87 stable par radioactivité β^- . Quel que soit le mode de radioactivité, la loi fondamentale de la radioactivité simple est

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

avec N nombres d'atomes du nuclide radioactif présents, dN le nombre de nuclides transformés pendant le temps dt , et λ la constante de désintégration (ou constante de radioactivité).

Cette constante λ , dont la dimension est l'inverse du temps est caractéristique de chaque nuclide radioactif, c'est la probabilité de désintégration d'un atome par unité de temps. On admet qu'elle est restée stable durant toute l'histoire de la Terre. λP est l'activité de l'élément (nombre de désintégration par unité de temps) et le signe - indique que le nombre d'atomes va en décroissant.

L'intégration de cette équation (1) permet d'écrire

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

où N est le nombre d'atome de l'élément à l'instant t , et N_0 ce nombre d'atomes à l'instant initial $t = 0$

On définit la période T d'un élément radioactif comme le temps nécessaire pour que la moitié des atomes initiaux soient désintégrés, soit

$$N = \frac{N_0}{2} \text{ et dans (2) il vient } T = \frac{\text{Log } 2}{\lambda} = \frac{0,6931}{\lambda}.$$

A l'instant initial $t = 0$, en principe seuls les isotopes radioactifs se trouvent dans le système N_0 . Après un certain temps t , un certain nombre se sont perdus par formation des isotopes fils radiogéniques F^*

$F^* = N_0 - N$. En combinant l'équation (2) avec cette équation il vient

$$F^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t} \text{ soit}$$

$$F^* = N (e^{\lambda t} - 1) \text{ d'où l'on tire}$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left(1 + \frac{F^*}{N} \right) \quad (3)$$

Pour calculer l'âge il suffit de mesurer les teneurs actuelles en nombre d'atomes de N l'élément radioactif père et de F^* l'élément radiogénique fils. La constante λ étant connue par ailleurs.

Cependant et d'une façon générale, à ce nombre d'atomes F^* radiogéniques s'ajoutent un nombre d'atomes F_0 du même élément incorporés au milieu au moment de sa formation ($t = 0$), si bien que le nombre d'atomes fils mesurés $F = F_0 + F^*$ or $F^* = N (e^{\lambda t} - 1)$ soit

$$F = F_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

d'où l'âge t

$$t = \frac{1}{\lambda} \log \left(1 + \frac{F - F_0}{N} \right) \quad (5)$$

Cette équation est l'équation générale de base de la radiochronologie. F et N sont mesurables, tandis que F_0 est inconnu, cette valeur peut être supposée, ou bien calculée à partir des résultats analytiques.

L'âge t peut donc être obtenu si les conditions suivantes sont satisfaites :

- la roche ou le minéral n'a ni reçu ni perdu des atomes père N ou fils F, si bien que le rapport F^*/N n'a varié que par la désintégration radioactive. Le système est resté clos vis-à-vis des éléments père et fils.
- la constante de désintégration λ est connue avec précision.
- le nombre d'atomes initiaux F_0 est connu ou négligeable.
- les valeurs de F et N sont mesurées avec précision.

Dans le cas de radioactivité en série, un élément radioactif père N donne naissance à un élément radioactif fils N_1 qui donne lui même un élément $N_2...$ et le descendant radiogénique final est stable. Les exemples de cette radioactivité en chaîne (ou en série) sont $^{238}_{92}\text{U}$, $^{235}_{92}\text{U}$ et $^{232}_{90}\text{Th}$.

L'uranium 238 possède 17 descendants radioactifs et un descendant stable final, le plomb 206. L'uranium 235 a 13 descendants radioactifs et un descendant stable final, le plomb 207. Le thorium 232 a 11 descendants radioactifs et un descendant stable final le plomb 208.

Dans ces 3 exemples les périodes des parents sont beaucoup plus longues que celles des descendants si bien que la constante λ_1 du parent est beaucoup plus faible que la constante λ_2 du premier descendant $\lambda_1 \ll \lambda_2$. Le nombre d'atomes du parent reste donc pratiquement constant durant plusieurs périodes des éléments fils, on peut écrire : $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2$. Cet équilibre est l'équilibre séculaire qui se propage sur toute la série. On admet que dans ces conditions d'équilibre séculaire, l'équilibre est réalisé entre l'élément père et le descendant stable final. Dans ces conditions tout se passe comme si l'élément père donnait directement l'élément fils stable. Les lois de désintégration de la radioactivité simple s'appliquent donc également pour la radioactivité en série.

III - La méthode de datation Rubidium-Strontium

Le Rb et le Sr sont présents dans tous les types de roches comme éléments en trace depuis quelques ppm dans les roches ultra basiques et la centaine de ppm dans les granites pour le Rubidium par exemple.

Le Rubidium, élément alcalin, se substitue facilement au Potassium dans les minéraux potassiques. Le Strontium, alcalino-terreux est un fidèle

compagnon du calcium et il s'y substitue en particulier dans les plagioclases.

Ainsi le Rb et le Sr ont de fortes connexions avec ces éléments majeurs et comme eux ils sont fractionnés au cours de la différenciation magmatique par la fusion partielle et la cristallisation fractionnée. Ces variations sont donc un élément favorable pour la datation. Par contre l'indépendance géochimique relative entre le Rb et le Sr fait que ces éléments vont réagir de manière différente au cours des processus d'altération et de métamorphisme.

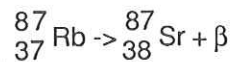
a) Principes de la datation

Le Rubidium est constitué de deux isotopes dont les abondances sont les suivantes :

$$^{85}\text{Rb} = 72,15 \%$$

$$^{87}\text{Rb} = 27,85 \%$$

Le ^{87}Rb est radioactif et se transforme en un isotope radiogénique ^{87}Sr par émission β



L'application de la formule générale de la radioactivité (4) donne :

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}_m (e^{\lambda t} - 1)$$

$^{87}\text{Sr}_m$ et $^{87}\text{Rb}_m$ = teneurs actuelles mesurées

$^{87}\text{Sr}_i$ = teneur initiale (à $t = 0$) inconnue

λ = constante de désintégration du ^{87}Rb .

La période très longue de cet élément est difficile à déterminer avec précision. Actuellement un consensus s'est dégagé et la valeur utilisée est $\lambda ^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ ce qui correspond à une période (ou demie vie) $T = 48,8 \cdot 10^9 \text{ ans}$.

Cette longue période (≈ 50 milliards d'années) permet donc la datation sur une grande partie de l'échelle des temps géologiques.

L'âge t se déduit de l'équation précédente :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left(1 + \frac{^{87}\text{Sr}_m - ^{87}\text{Sr}_i}{^{87}\text{Rb}_m} \right)$$

Le strontium est constitué de 4 isotopes ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr et ^{88}Sr . Les isotopes 84, 86 et 88 ne sont ni radioactifs, ni radiogéniques. Comme en spectrométrie de masse on mesure des rapports, l'équation peut être écrite :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log \left(1 + \frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i}{\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m} \right) \quad (6)$$

Le rapport $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m$ est mesuré par spectrométrie de masse, le rapport $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m$ peut également être mesuré par spectrométrie de masse (par dilution isotopique) ou par diverses méthodes chimiques qui permettent de doser le Rb et le Sr (A.A, FX...). Seul le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ est inconnu. Sa détermination soit par le choix d'une valeur arbitraire, mais raisonnable, soit par le calcul permet de calculer l'âge t .

b) Calcul de l'âge par la "méthode conventionnelle"

Dans ce mode de calcul on choisit une valeur vraisemblable pour le rapport inconnu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, l'âge t calculé est appelé "âge ponctuel", ou "âge modèle" ou "âge conventionnel". Celui-ci dépend de la valeur $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ et la valeur arbitraire choisie pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ peut introduire une erreur importante et fournir un âge t erroné. L'erreur sera d'autant plus grande que la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$ sera faible. Par contre si la valeur de ce rapport est forte, le choix de la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ne sera pas critique pour le calcul de l'âge t .

La valeur de ce rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ dans le calcul était autrefois de 0,712, mais aujourd'hui des valeurs de 0,704 - 0,705 qui représentent le rapport isotopique moyen des roches ignées sont utilisées.

Dans la pratique, seuls certains minéraux comme les micas ont des rapports $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m$ suffisamment élevés pour que l'âge ponctuel calculé soit significatif.

ex : soit une biotite dont les rapports mesurés sont
 $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m = 111$ et $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m = 1,20$

en choisissant $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i = 0,712$ $t = 309 \text{ Ma}$
 en choisissant $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i = 0,705$ $t = 313 \text{ Ma}$

Les âges "ponctuels" ou "conventionnels" ne doivent donc être calculés que dans des conditions précises ; sinon ils peuvent être sans signification.

Cette difficulté a été levée par la méthode des isochrones.

c) Calcul de l'âge par la méthode des isochrones

L'équation (6) peut s'écrire

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m (e^{\lambda t} - 1)$$

C'est l'équation d'une droite $y = b + x a$ à la condition que t soit une constante.

Lors du processus de cristallisation fractionnée d'un magma, la séparation des minéraux du liquide va former une suite de roches comagmatique de compositions chimiques différentes : le rapport Rb/Sr, (c'est-à-dire $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) va varier d'un échantillon à l'autre.

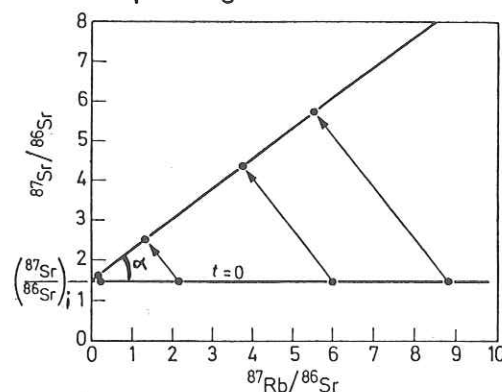
Par contre le rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ à $t = 0$ de ce magma reste homogène et ne varie pas pendant le refroidissement : toutes les roches issues de ce magma possèdent le même rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. On admet que le temps mis pour la cristallisation du magma est bref, toutes les roches formées ont pratiquement le même âge.

Dans ces conditions, toutes les roches issues d'un même magma, sont représentées par des points sur une droite, dans un diagramme de coordonnées $x = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$, $y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$.

Cette droite est appelée une "isochrone" car tous les points situés sur celle-ci représentent des systèmes ayant le même âge et le même rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. La pente de cette droite $a = e^{\lambda t} - 1$ est proportionnelle à l'âge t , et la valeur du rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ est donnée par l'intersection de la droite avec l'axe des ordonnées $b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

Donc une série de roches comagmatiques d'âge t ne déterminera une isochrone que si tous les échantillons de cette série ont le même rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ et que si ces échantillons se sont comportés en système clos vis-à-vis du Rb et du Sr (ni gain, ni perte de ces éléments) : les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{mes}}$ ne dépendent que de la désintégration du ^{87}Rb .

On peut représenter schématiquement l'évolution isotopique du strontium et l'isochrone par la figure ci-dessous :



Chapitre II

La méthode Sm-Nd

par Philippe VIDAL

I - Introduction

Le couple Sm-Nd a d'abord été mis en œuvre sur les météorites par Lugmair (1974) puis sur les roches terrestres par Richard et al. (1976) et De Paolo et al. (1976 a et b). Son remarquable succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du samarium par rapport au néodyme, ce qui n'était pas le cas des systèmes utilisés jusqu'alors. De plus, ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations post-mise en place, autant en domaine superficiel que métamorphique.

II - Radioactivité du samarium; notations

Le samarium et le néodyme font partie de la famille des Terres Rares, ou Lanthanides (cf Ch. IV). Contrairement au rubidium et au strontium, facilement découplés dans les processus magmatiques, métamorphiques, et même exogènes comme l'altération, ces deux éléments ont presque le même comportement géochimique car, voisins immédiats dans la famille, leurs rayons ioniques sont très proches. Faisant partie des Terres Rares légères, ils présentent un caractère lithophile marqué comme l'indique le tableau ci-dessous (d'après De Paolo, 1988):

	Sm	Nd
Chondrites	0,181	0,6
Terre silicatée	0,29	0,9
Basaltes alcalins	8,5	44
MORB	3,5	10
Granite (G1)	8,3	55
Shale	5,8	24

Le samarium possède sept isotopes, dont seul le ^{147}Sm (15 % du Sm total) est radioactif. Il se désintègre par émission β en donnant l'isotope ^{143}Nd du néodyme. La période de sa désintégration est très grande (106 Ga, soit $\lambda=0,654 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$). Le néodyme commun est également composé de sept isotopes dont seul le ^{143}Nd (environ 12% du Nd total) est pour partie radiogénique. Le fractionnement des rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ lors de l'analyse par spectrométrie de masse requiert leur normalisation. Alors que dans le cas de la méthode Rb-Sr il y a accord sur le rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de référence (0,1194) le rapport de référence $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est suivant les auteurs de 0,7219 (O'Nions et al, 1977) ou de 0,7241 (De Paolo et Wasserburg, 1976b); d'où des différences notables entre les valeurs normalisées du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, dont il doit être tenu compte dans les comparaisons interlaboratoires. L'écart par rapport à la droite d'évolution isotopique des chondrites, dont le rapport Sm/Nd est proche de celui de la Terre (cf Ch IV) permet de pallier cette difficulté. Par ailleurs, les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont beaucoup moins variables que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, du fait de la valeur très importante de la période du ^{147}Sm ainsi que des faibles

variations des rapports Sm/Nd. La mesure de cet écart présente donc aussi l'avantage de comparer plus facilement les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Cet écart s'écrit avec la notation suivante:

$$\epsilon_{\text{Nd}_0} = \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ech}} (\text{mesuré})}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} (\text{actuel})} - 1 \right] \cdot 10^4$$

avec $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} (\text{actuel}) = 0,512638$ (d'après O'Nions et al, 1977, et 0,511847 pour Jacobsen et Wasserburg, 1980), et CHUR signifiant "Chondritic Uniform Reservoir" (De Paolo et Wasserburg, 1976a).

$$\epsilon_{\text{Nd}_T} = \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ech}} (\text{initial})}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}_T}} - 1 \right] \cdot 10^4$$

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}_T}$ peut être calculé en tout temps T, sachant que $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,1967$ et que $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,6049 \cdot \text{Sm}/\text{Nd}$.

III - Diagramme isochrone

L'équation de la désintégration s'écrit:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{actuel}} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}} + ^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

On retrouve l'équation de l'isochrone énoncée dans le cas de la méthode Rb-Sr. Ici aussi les points représentatifs de plusieurs échantillons sont alignés dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ lorsque ceux-ci sont de même âge, cogénétiques s.l. (c'est-à-dire ont le même rapport isotopique initial) et enfin se sont comportés en système clos depuis leur passage de l'état magmatique à l'état solide.

Les faibles variations des rapports Sm-Nd entraînent cependant une applicabilité limitée de cette méthode, et dans la pratique, des isochrones fiables sur roches totales ne peuvent guère être obtenues que sur les météorites et parfois sur des ensembles d'âge archéen. En revanche, des isochrones internes sur minéraux peuvent être plus facilement obtenues, en particulier si la roche contient du grenat auquel son rapport Sm/Nd élevé fait jouer le rôle des micas dans la méthode Rb-Sr.

IV - Géochimie isotopique du néodyme

a) évolution isotopique du manteau appauvri

L'équation (1) peut également décrire l'évolution isotopique en fonction du temps d'un milieu à rapport Sm/Nd.

De Paolo et Wasserburg (1976a) ont montré que la plupart des roches terrestres avaient pris leur source dans un milieu à rapport Sm/Nd globalement chondritique, d'où leur concept de réservoir chondritique

uniforme (CHUR). En réalité, l'existence d'un vaste réservoir, le manteau supérieur, appauvri en Nd par rapport en Sm sur de grandes périodes de temps, est largement attestée par les MORB actuels dont les $\epsilon_{Nd}(0)$ sont en moyenne de +8,5. Ce réservoir appauvri (DM = depleted mantle) existait dès le Précambrien ancien (cf Ch. VII). Il a produit la majeure partie des roches basiques et aussi une bonne partie des roches différenciées (par ex. De Paolo, 1981a et b).

L'évolution isotopique du manteau appauvri peut être décrite par une équation linéaire (Ben Othman et al., 1984) avec les paramètres suivants:

$$\epsilon_{Nd}(0) = +9,6; \text{ et } {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{MORB}} = 0,222$$

ou en exprimant un appauvrissement croissant (De Paolo, 1981a):

$$\epsilon_{Nd}(T) = 0,25T^2 - 3T + 8,5 \quad (2)$$

b) Evolution isotopique et refusion d'un segment de croûte continentale: concept d'âge modèle

Au contraire du système Rb-Sr, pour lequel la croûte continentale est plus radiogénique que le manteau, c'est ici celui-ci qui est plus radiogénique. Ceci tient au comportement inverse des rapports Rb/Sr et Sm/Nd dans les processus magmatiques. La refusion d'un segment de croûte continentale ancienne produit ainsi des magmas peu radiogéniques et possédant donc des $\epsilon_{Nd}(T)$ faibles, voire même généralement négatifs, et ce d'autant plus que la croûte impliquée est plus ancienne.

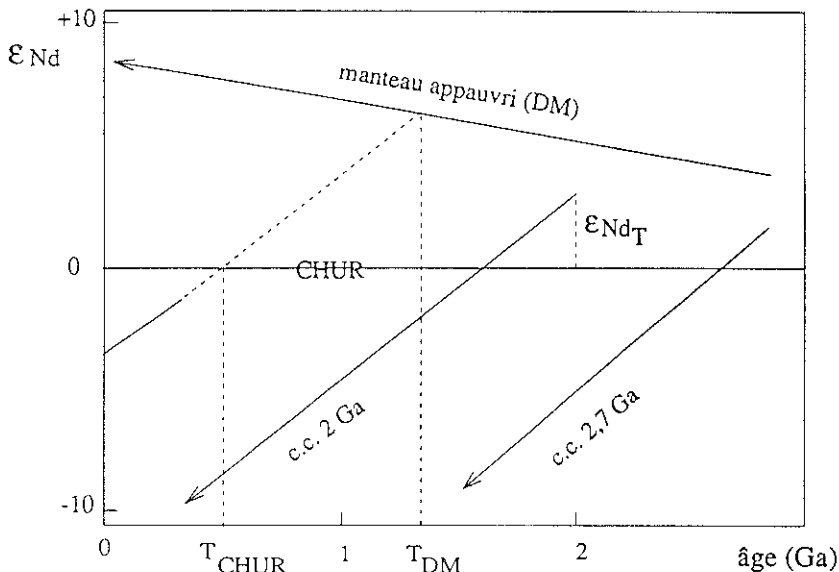


Figure 1 : droites d'évolution isotopique du réservoir chondritique uniforme (CHUR) et du manteau appauvri (DM); concept d'âge modèle.

Le concept d'âge modèle (Figure 1) repose sur le faible fractionnement du rapport Sm/Nd au cours d'avatars aussi variés que l'altération, la sédimentation, le métamorphisme, la fusion partielle et la cristallisation fractionnée (McCulloch et Wasserburg, 1978), ce qui n'est évidemment pas le cas des autres systèmes isotopiques utilisés couramment (Rb-Sr, U-Th-Pb). Dans ces conditions, l'intersection avec la CHUR de la prolongation de la droite d'évolution isotopique d'une roche magmatique antérieurement à l'âge de sa mise en place, peut être considérée comme l'âge de la première extraction hors du manteau des matériaux constitutifs: c'est l'âge modèle T_{CHUR} .

Il s'écrit (De Paolo, 1988):

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \log \left[1 + \frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{ech}}(o) - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{CHUR}(o)}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{ech}}(o) - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{CHUR}(o)} \right] \quad (3)$$

Toutefois, puisque, comme on l'a annoncé précédemment la majeure partie des roches basiques ainsi qu'une forte proportion des roches différenciées a pris sa source dans le manteau appauvri, il peut être plus judicieux d'exprimer l'âge modèle T_{DM} (De Paolo, 1981b) par rapport à celui-ci.

Les âges modèles sont un puissant moyen d'approcher l'âge global d'un secteur de croûte continentale donné ; ils sont toutefois à manier avec prudence, car par exemple dans le cas du mélange entre un magma basique et des matériaux à préhistoire crustale significative, des âges modèles mixtes sans signification géologique peuvent être obtenus (Arndt et Goldstein, 1987).

- Arndt N.T. et Goldstein S.L., 1987, Use and abuse of crust-formation ages, *Geology*, 15, 893-895.
- Ben Othman D., Fourcade S. et Allègre C.J., 1984, Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 290-300.
- De Paolo D.J., 1981a, A Neodymium and Strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California, *J. Geophys. Res.*, 86, 10470-10488.
- De Paolo D.J., 1981b, Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic, *Nature*, 291, 193-196.
- De Paolo D.J., 1988, Neodymium Isotope Geochemistry, Springer-Verlag, 187p.
- De Paolo D.J. et Wasserburg G.J., 1976a, Nd isotopic variations and petrogenetic models, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- De Paolo D.J. et Wasserburg G.J., 1976b, b, Inferences about magma sources and mantle structure from variations of ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 743-746.
- De Paolo D.J. et Wasserburg G.J., 1977, The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies, *Geophys. Res. Lett.*, 4, 465-468.

- Jacobsen S.B. et Wasserburg G.J., 1980, Sm-Nd evolution of chondrites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 139-155.
- Lugmair G.W., 1974, Sm-Nd ages: a new dating method, *Meteoritics*, 9, 369.
- McCulloch M.T. et Wasserburg G.J., 1978, Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation, *Science*, 200, 1003-1011.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evenson N.M., 1977, Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 13-22.
- Richard P., Shimizu N. et Allègre C.J., 1976, $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer. An application to oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 269-278.

Chapitre III

Les méthodes U-Th-Pb

par Philippe VIDAL

L'uranium a la particularité de posséder deux isotopes radioactifs, le ^{238}U et le ^{235}U , alors que le thorium est constitué du seul isotope ^{232}Th . Ces trois nuclides sont à l'origine de familles radioactives. Etant donnée la gamme d'âges considérée ($\gg 1 \text{ Ma}$), on admettra au cours de ce chapitre que l'équilibre radioactif est réalisé. Cela revient à considérer que le premier membre de la famille se désintègre en donnant directement le dernier membre, c'est-à-dire: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$.

I - Constantes radioactives.

	constante (an^{-1})	période (10^9 ans)
^{238}U	$\lambda = 1,55125 \cdot 10^{-10}$	4,47
^{235}U	$\lambda' = 9,8485 \cdot 10^{-10}$	0,704
^{232}Th	$\lambda'' = 4,9475 \cdot 10^{-11}$	14,0

La période de ^{235}U est très courte par rapport à celle de ^{238}U . Par conséquent, la production de ^{207}Pb a été proportionnellement beaucoup plus forte que celle de ^{206}Pb au cours des premiers milliards d'années de l'histoire du système solaire; elle est devenue maintenant pratiquement négligeable.

II - Ages $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Cette méthode de datation est propre au système U-Pb du fait de l'existence de deux isotopes radioactifs pour l'uranium.

Les équations du calcul de l'âge s'écrivent ici :

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda' t} - 1) \quad (1)$$

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

En divisant membre à membre, et sachant que le rapport actuel $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est de $1/137,88$, il vient:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda' t} - 1}{e^{\lambda t} - 1} \quad (3) \text{ où } \lambda' \text{ est la constante de } ^{235}\text{U} \text{ et } \lambda \text{ celle de } ^{238}\text{U}.$$

Les deux couples U-Pb peuvent ainsi donner trois âges, dérivés de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Bien que deux seulement de ces trois valeurs sont indépendantes, il est pourtant habituel de les donner toutes trois.

III - Diagrammes Isochrones.

Il existe plusieurs méthodes graphiques pour traiter la systématique U-Th-Pb. On peut construire par exemple des diagrammes isochrones pour

les systèmes U-Pb et Th-Pb de la même manière que pour la méthode Rb-Sr.

Etudions le cas général avec l'exemple du ^{206}Pb , sachant qu'une partie de cet isotope peut être présente initialement:

$$^{206}\text{Pb}_{\text{Tot}} = ^{206}\text{Pb}_{\text{in}} + ^{206}\text{Pb}_r$$

où T_{ot} est la concentration totale, $_{\text{in}}$ la concentration initiale et r la concentration en radiogénique.

On peut aussi écrire :

$$(4) \quad ^{206}\text{Pb}_{\text{Tot}} = ^{206}\text{Pb}_{\text{in}} + ^{238}\text{U}(e^{\lambda t} - 1)$$

Il est commode de diviser chacun des termes de (4) par la concentration en atomes de ^{204}Pb , seul isotope du plomb à ne pas être pour partie radiogénique (comparable donc à ^{86}Sr). Il vient l'équation classique de l'isochrone:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Tot}} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{in}} + \mu (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

où le terme $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (rapport atomique actuel de ^{238}U à ^{204}Pb) revenant souvent dans les équations, est désigné par convention par le symbole μ .

On peut écrire de la même façon :

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Tot}} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{in}} + \frac{\mu}{137,88} (e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

En divisant membre à membre (5) et (6), on obtient :

$$\frac{((^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Tot}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{in}})}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{in}}} = \frac{1}{137,88} \cdot \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{(e^{\lambda t} - 1)} \quad (7)$$

Cette relation peut être exprimée graphiquement par la figure 1. La droite représentée est une isochrone. Sa pente détermine l'âge d'une suite d'échantillons, à condition cependant que les conditions du comportement en système clos aient été remplies. A noter que les teneurs aussi bien en U qu'en Pb ne sont pas utilisées ici car l'âge est déterminé uniquement à partir des rapports isotopiques. En revanche, les rapports isotopiques initiaux ne peuvent pas être obtenus graphiquement contrairement aux méthodes Rb-Sr et Sm-Nd.

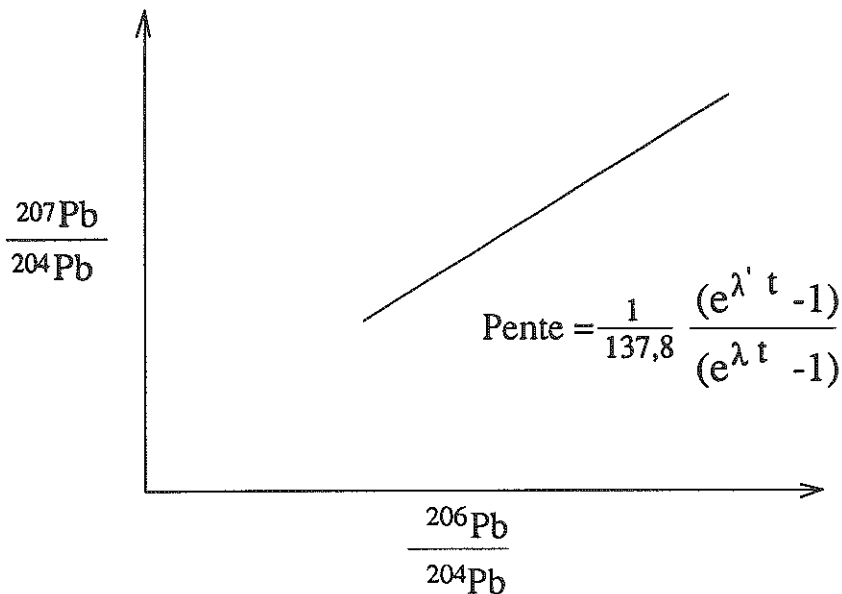


Figure 1: diagramme isochrone $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$

IV - Diagramme Concordia

a) La courbe Concordia

Une autre représentation graphique des données U-Pb est le diagramme Concordia. Ses propriétés ont été décrites par Wetherill (1956).

Dans un diagramme $^{206}\text{Pb}_r / ^{238}\text{U}$ en fonction de $^{207}\text{Pb}_r / ^{235}\text{U}$ (où r signifie radiogénique), la courbe Concordia est le lieu de tous les points pour lesquels:

$$t(^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}) = t(^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}).$$

Si tous les échantillons datés par la méthode U-Pb étaient restés clos vis-à-vis de U et de Pb et si les corrections de plomb initial étaient évaluées d'une façon satisfaisante, leurs points représentatifs devraient être reportés sur la courbe Concordia. En réalité, la plupart des données U-Pb correspondent à des systèmes ouverts et sont donc situés en dehors de la Concordia.

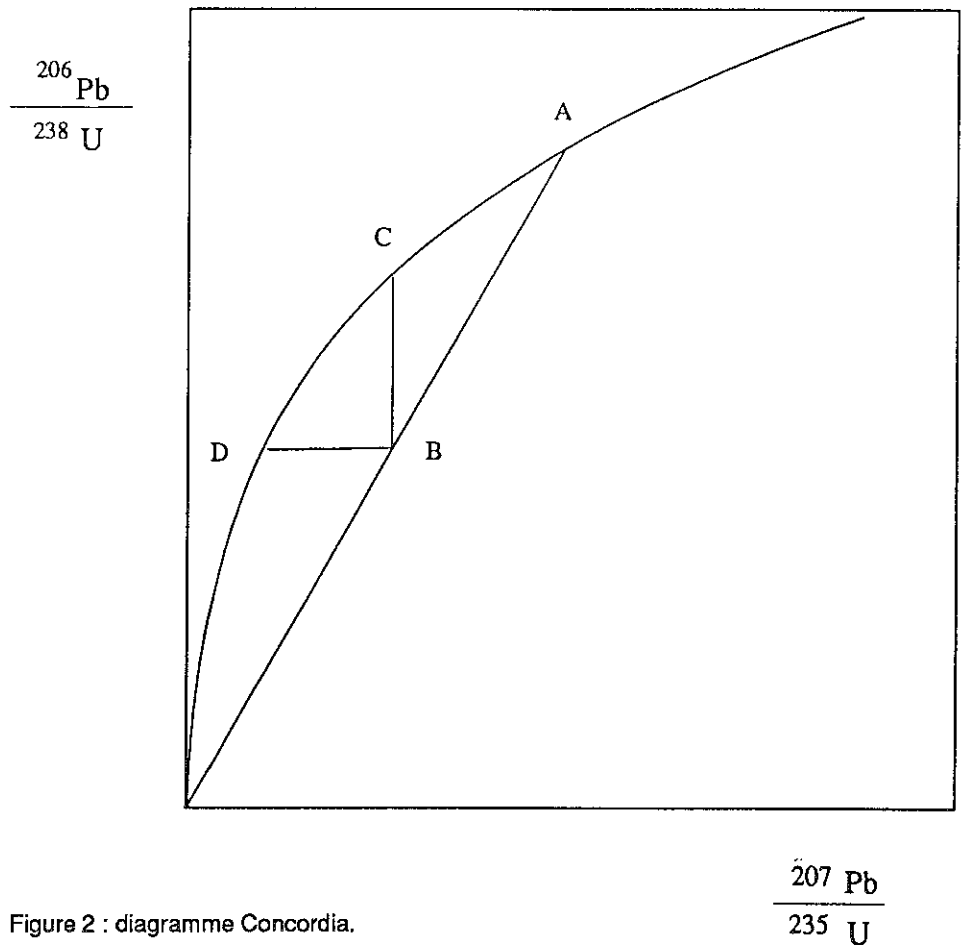


Figure 2 : diagramme Concordia.

b) Perte épisodique de plomb

Soit un échantillon dont l'âge originel est t_0 . S'il n'a pas été perturbé, son point représentatif sera en A dans la figure 2. La pente m de la corde OA est donnée par:

$$m = \frac{{}^{206}\text{Pb}_r / {}^{238}\text{U}}{{}^{207}\text{Pb}_r / {}^{235}\text{U}} \quad (8)$$

(8) se simplifie en :

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}_r}{{}^{206}\text{Pb}_r} = \frac{m}{137,88} \quad (9)$$

L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ d'un échantillon est donc donné par la pente de la corde passant par le point et l'origine. Ceci reste valide si ce point n'est pas sur la Concordia. Supposons par exemple que la moitié du plomb ait été perdue, et que le ^{206}Pb et le ^{207}Pb n'aient pas été fractionnés lors de ce processus; l'échantillon sera reporté alors en B, tel que $OB = OA/2$. Les deux âges U-Pb sont diminués par la perte, mais l'âge $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ est inchangé. On voit aussi que l'âge $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ est donné par le point C de la Concordia et que l'âge $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ l'est par D. Ceci illustre graphiquement les réponses différentes des trois systèmes isotopiques à la perte en plomb.

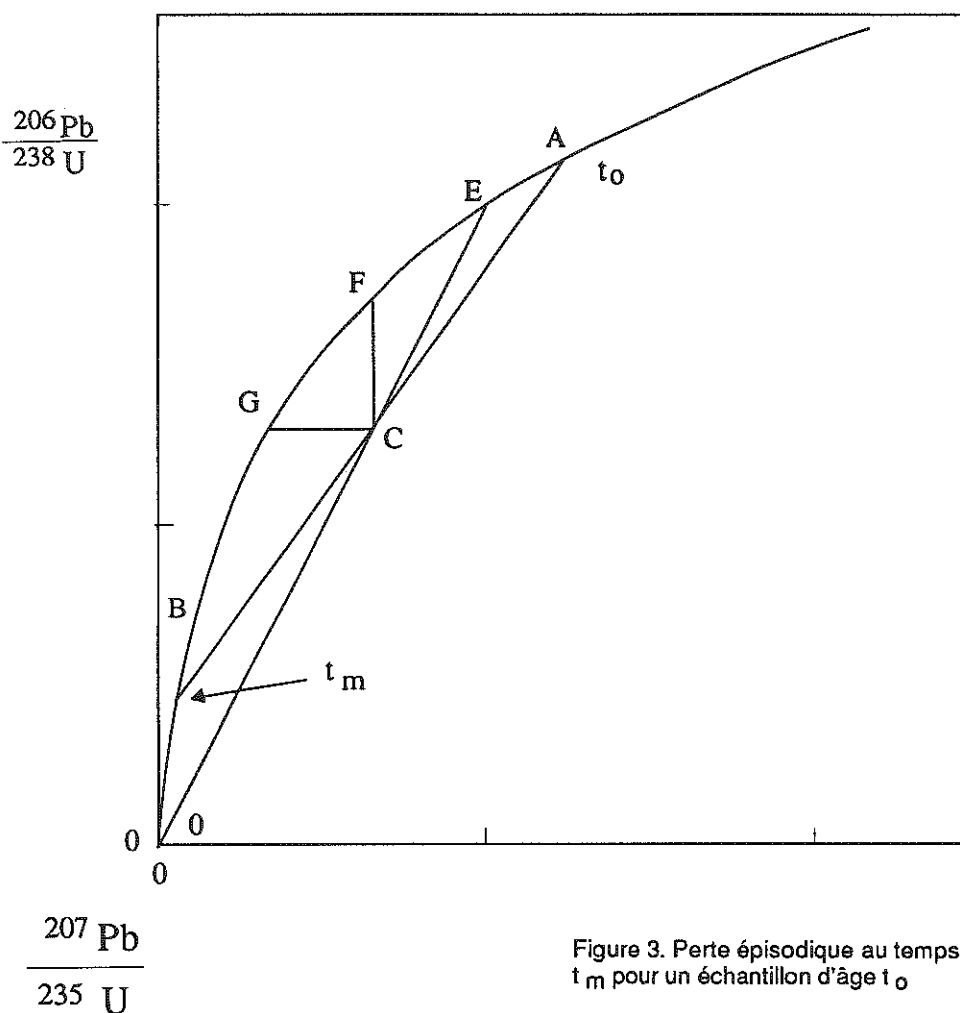


Figure 3. Perte épisodique au temps t_m pour un échantillon d'âge t_0

La figure 2 s'appliquait à une perturbation récente à l'origine d'une perte de plomb. Wetherill (1956) a montré que dans le cas d'une perte de plomb ancienne, les données se situent alors sur une corde, appelée Discordia, reliant les points de la Concordia qui correspondent à l'âge de l'échantillon et à celui de la perturbation.

Un exemple est donné sur la figure 3. L'échantillon a un âge t_0 qui correspond au point A de la Concordia. On suppose qu'une perte de plomb s'est produite au temps t_m (B sur la Concordia). Si l'échantillon s'est comporté par la suite en système clos, il est représenté par C. Sa position le long de la corde AB dépend de la fraction de plomb perdue, qui est donnée par le rapport AC/AB. De même que dans la figure 2, les âges $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ seront données par les points E, F et G respectivement. Cette construction montre encore les réponses différentes des trois systèmes à la perte de plomb, l'âge $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ étant le moins affecté par la perturbation.

Dans les figures 2 et 3, n'ont été traitées que les pertes de plomb. Ce cas est de très loin le plus fréquent. Le gain de plomb ou la perte d'uranium peuvent également être visualisés dans le même diagramme par la position des points représentatifs, cette fois au-dessus de la Concordia.

c) Perte continue de plomb

Bien qu'esouvent invoqués, les modèles fondés sur la perte épisodique de plomb ne peuvent rendre compte de tous les résultats obtenus. Aussi, des modèles faisant intervenir la perte par diffusion continue ont été proposés, qui invoquent les dommages radioactifs aux

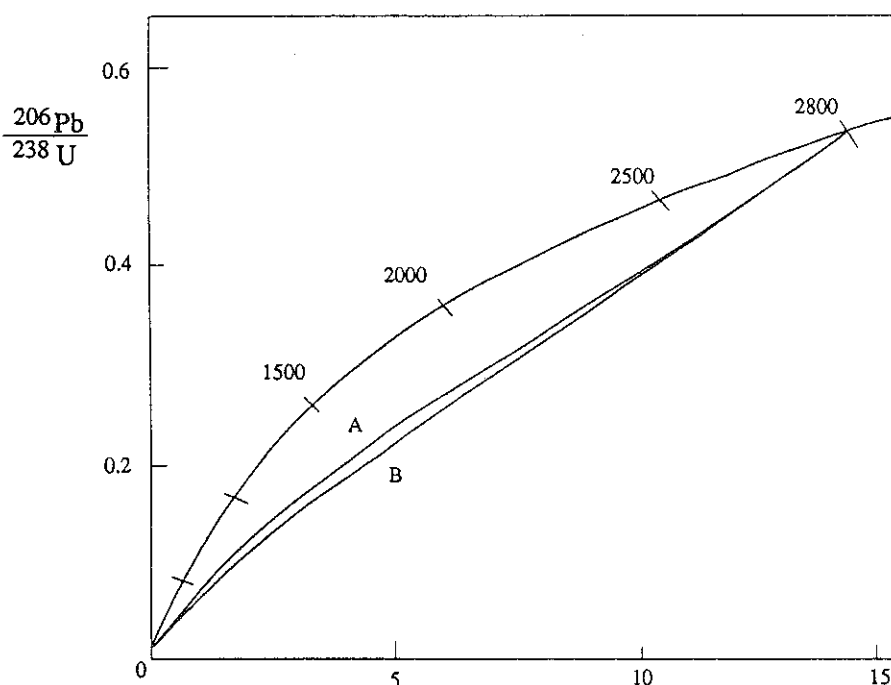


Figure 4. Courbes de diffusion continue pour des échantillons âgés de 2,8 Ga. La courbe A correspond à $D = \text{cte}$; la courbe B correspond à $D(t) : K \cdot T$, où $K = \text{cte}$.

$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$

structures cristallines en raison des émissions de particules α ; les hypothèses suivantes sont faites :

1. les grains sont sphériques et ont un rayon a ,
2. U est distribué d'une façon uniforme à l'intérieur des sphères,
3. la diffusion de l'uranium (et des membres de sa famille radioactive) est négligeable par rapport à celle du plomb,
4. la diffusion obéit aux lois de la diffusion volumique (lois de Fick),
5. la concentration de Pb aux limites de grains est toujours nulle.

A partir de ces conditions, deux modèles ont été proposés :

- a) diffusion à coefficient de diffusion constant (Tilton, 1960)
- b) diffusion à coefficient de diffusion augmentant de façon linéaire avec le temps (Wasserburg, 1963).

La figure 4 illustre les courbes de diffusion continue pour des échantillons âgés de 2,8 Ga. On doit remarquer que dans leur partie haute les trajectoires de diffusion y sont pratiquement linéaires et donc indistinguables de celles de perte épisodique.

d) Champ d'application

Ces diagrammes ne sont pratiquement applicables qu'aux seuls milieux uranifères pour lesquels la correction de plomb primaire est faible ou négligeable. C'est le cas en particulier des zircons, dont un avantage supplémentaire est la résistance remarquable aux événements métamorphiques. Les monazites, sphènes et apatites sont également utilisables, mais leur résistance à ceux-ci est beaucoup plus faible. Les principes de l'interprétation des données sur les minéraux uranifères seront exposés en détail au cours du chapitre sur la datation du métamorphisme. On se souviendra à ce stade que les points représentatifs des zircons ayant plus ou moins perdu du plomb au cours d'une perte soit épisodique soit continue, se répartissent sur une droite Concordia dont l'intersection supérieure avec la Concordia correspond à l'âge de leur cristallisation. Comment construire la Concordia? A partir généralement d'un seul échantillon, les zircons les plus magnétiques sont d'abord éliminés, car les plus riches en uranium, donc à priori les plus sujets à la perte de plomb et par conséquent les plus discordants; les zircons non magnétiques sont ensuite séparés en différentes fractions granulométriques. Il est en effet bien établi que la teneur en uranium des zircons des roches magmatiques, donc leur degré probable de discordance, est inversement proportionnelle à la taille des zircons. De 3 à 5 fractions de zircons sont généralement traitées par échantillon. On obtient donc une Discordia dans le cas le plus simple, c'est-à-dire celui d'une seule population magmatique, sans héritage appréciable, et affectée par une seule perte ultérieure de plomb, épisodique ou continue.

V - Evolution du plomb terrestre; méthode Pb-Pb ou Pb commun

a) Modèle de Holmes - Houtermans ou modèle à un stade

L'évolution du plomb terrestre, c'est-à-dire la variation de sa composition isotopique en fonction du temps, peut être approchée en

utilisant (5) et (6) qui décrivent l'accumulation de plomb dans un milieu donné.

Dans un modèle d'évolution en système clos, on peut écrire à tout instant t:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_t = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_T + \mu (e^{\lambda T} - e^{\lambda t}) \quad (10)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_t = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_T + \frac{\mu}{137,88} (e^{\lambda' T} - e^{\lambda' t}) \quad (11)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_t = \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_T + \mu K (e^{\lambda'' T} - e^{\lambda'' t}) \quad (12)$$

où T est l'âge de la Terre, μ le rapport $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ et K le rapport $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$

A noter que si $t = 0$ dans (10) et (11), l'on se ramène à (5) et (6). Les rapports isotopiques indicés par T représentent le "plomb primordial" incorporé à la Terre lors de sa formation. Ces rapports ne peuvent pas être déterminés directement mais sont obtenus à partir des phases des météorites riches en Pb et pauvres en U. La troïlite de Canion Diablo est la référence; ses rapports $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ sont respectivement de 9,307, 10,294 et 29,476.

Dans un diagramme isochrone $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})$ (fig. 5), les courbes de croissance de systèmes clos sont tracées à l'aide de (10) et (11). D'autre part, à tout instant t, des systèmes à μ différents restent alignés sur des droites isochrones appelées "isochrones primaires" passant par les coordonnées du plomb primordial, et de pente obtenue en combinant (10) et (11) suivant :

$$\frac{^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}_t - ^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}_T}{^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}_t - ^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}_T} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda' T} - e^{\lambda' t}}{e^{\lambda T} - e^{\lambda t}} \quad (13)$$

Le modèle de Holmes-Houtermans est reporté dans la figure 5. Les lignes courbes correspondent aux courbes de croissance pour des systèmes ayant des μ de 8, 9 et 10. Les lignes droites sont les isochrones pour les valeurs de t: 0, 1, 2 et 3 Ga. La "Géochrone" est l'isochrone primaire à 4,57 Ga sur laquelle doivent être reportés tous les systèmes demeurés clos depuis la formation du système solaire. C'est d'ailleurs ainsi qu'a été déterminée pour la première fois l'âge du système solaire (Patterson 1956) puisqu'un ensemble de météorites, de basaltes terrestres récents et d'argiles rouges des fonds océaniques censés représenter la croûte terrestre a donné une isochrone primaire à 4550 ± 70 Ma.

Lorsque l'on considère l'évolution du plomb terrestre, il est évident que des systèmes très vastes doivent être échantillonnés de façon à effacer les variations locales. C'est justement ce que beaucoup de processus

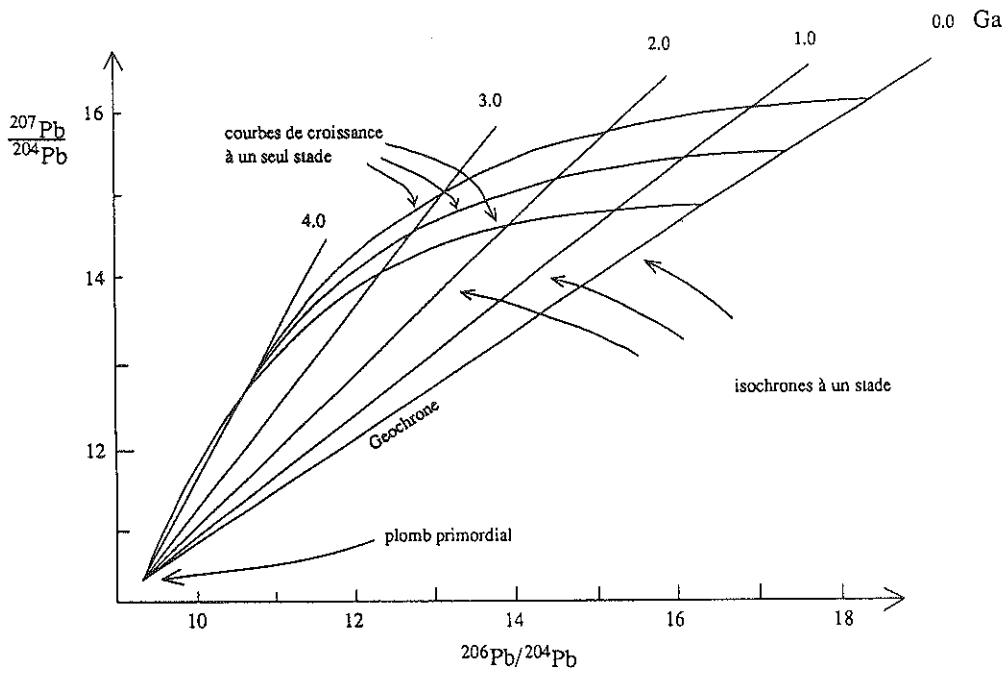


Figure 5 isochrones primaires à 0, 1, 2, 3 Ga et courbes de croissance isotopique du plomb pour trois domaines à rapport μ de 8, 9 et 10.

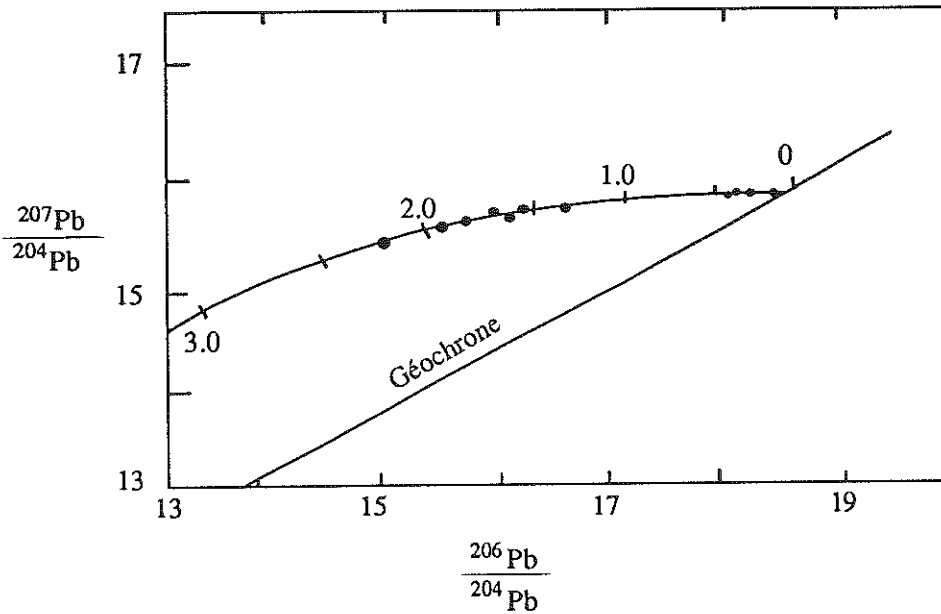


Fig. 6. Galènes qui s'accordent avec un modèle à un seul stade (d'après).

géologiques tendent à réaliser; ceci a pour effet que la composition isotopique du plomb dans les minerais, les roches magmatiques et les sédiments, présente une assez grande régularité. On a en particulier constaté que la composition isotopique du plomb de minerais varie avec l'âge de ceux-ci et d'une façon très comparable à celle que donnerait un système clos vis-à-vis de l'uranium et du thorium, pratiquement depuis la formation de la Terre.

Les galènes sont à cet égard particulièrement intéressantes car les rapports isotopiques des régions sources dont est issu leur plomb y sont mémorisés. Les données sur des galènes d'âges variés sont comparées dans la figure 6 avec un modèle d'évolution en système clos (équations (10) à (12)). Les galènes choisies correspondent pour la plupart à des gisements stratiformes (d'où le terme de "plomb conforme" parfois utilisé), que l'on a sélectionnées pour s'être développées dans un environnement d'arc insulaire et ce afin d'éviter la réincorporation de plomb à histoire crustale complexe. On voit (fig. 8) que ces galènes proviennent en première approximation d'une source ayant évolué avec un μ constant d'environ 8. En d'autres termes, l'âge "modèle" de la galène (qui correspond à la position de la galène sur la courbe) et qui peut être déduit de (10) et (11) est identique à son âge géologique.

Cette courbe est appelée "courbe normale d'évolution terrestre". On verra qu'en réalité, le système clos n'est qu'une approximation, et que la région source des galènes a subi, au cours de son histoire, des modifications de son μ (voir infra). Par ailleurs, la signification géologique d'une région source ayant évolué avec un μ pratiquement constant au cours du temps n'est pas encore claire: étant donnée l'extrême hétérogénéité de ces rapports aussi bien de la croûte continentale que de la croûte océanique, beaucoup d'auteurs admettent explicitement ou implicitement, que seul le Manteau peut constituer un réservoir caractérisé par un rapport μ aussi homogène. On peut considérer au contraire que des phénomènes de mélange à grande échelle comme ceux qui se produisent dans les zones de subduction peuvent effacer les hétérogénéités des μ .

b) Modèle à deux stades

Soit un plomb ayant évolué depuis la formation de la Terre, T , jusqu'au temps t_1 dans un milieu caractérisé par un rapport μ_1 (1er stade) et depuis le temps t_1 jusqu'au temps t_2 dans un milieu à rapport μ_2 (2ème stade).

On peut écrire au temps t_2 :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{t_2} = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_T + \mu_1 (e^{\lambda T} - e^{\lambda t_1}) + \mu_2 (e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) \quad (14)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{t_2} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_T + \frac{\mu_1}{137,88} (e^{\lambda T} - e^{\lambda t_1}) + \frac{\mu_2}{137,88} (e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) \quad (15)$$

Si $t_2 = 0$ (temps actuel) (14) et (15) deviennent :

$$\frac{206Pb}{204Pb} \text{ mesuré} = \frac{206Pb}{204Pb} T + \mu_1 (e^{\lambda T} - e^{\lambda t_1}) + \mu_2 (e^{\lambda t_1} - 1) \quad (16)$$

$$\frac{207Pb}{204Pb} \text{ mesuré} = \frac{207Pb}{204Pb} T = \frac{\mu_1}{137,88} (e^{\lambda T} - e^{\lambda t_1}) + \frac{\mu_2}{137,88} (e^{\lambda t_1} - 1) \quad (17)$$

ou bien si l'on imagine une suite d'échantillons provenant d'une même région source à rapport μ_1 et différenciés au temps t_1 avec chacun son propre rapport μ_2 on aura pour chaque échantillon :

$$\frac{206Pb}{204Pb} \text{ mesuré} = \frac{206Pb}{204Pb} t_1 + \mu_2 (e^{\lambda t_1} - 1) \quad (18)$$

$$\frac{207Pb}{204Pb} \text{ mesuré} = \frac{207Pb}{204Pb} t_1 + \frac{\mu_2}{137,88} (e^{\lambda t_1} - 1) \quad (19)$$

et en combinant (18) et (19):

$$\text{pente} = \frac{\frac{206Pb}{204Pb} \text{ mesuré} - \frac{206Pb}{204Pb} t_1}{\frac{207Pb}{204Pb} \text{ mesuré} - \frac{207Pb}{204Pb} t_1} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda t_1} - 1}{e^{\lambda t_1} - 1} \quad (20)$$

On retrouve là l'équation (7) de l'isochrone et (20) est donc l'équation d'une droite passant par $\frac{206Pb}{204Pb} t_1$ et $\frac{207Pb}{204Pb} t_1$ et de pente fonction de l'âge de la différenciation t_1 . En d'autres termes, une *évolution en deux stades* se traduit par une *isochrone secondaire*.

Après avoir déterminé à l'aide de (20) l'âge t_1 de la différenciation d'une suite d'échantillons, il est possible, grâce à (16) et (17), de calculer le rapport μ_1 ; c'est ainsi, et par la singularité de sa double désintégration, que l'uranium fournit la seule possibilité de toute la Géochimie de déterminer avec précision un paramètre géochimique, le rapport μ , c'est-à-dire U/Pb, des sources des magmas, et ce malgré les fractionnements survenus lors de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée. Ce rapport, déterminé sur nombre de suites de roches d'âges variés, montre une constance remarquable à travers le temps et l'espace, car proche en général de 8. Ceci a pu être considéré comme la preuve que ces suites sont globalement d'origine mantellique, car les roches crustales présentant des rapports μ extrêmement variés, leur fusion devraient produire des μ_1 apparents également variés. Cette question sera discutée en détail ultérieurement. A noter que (16) et (17) permettent aussi de calculer le rapport μ_2 de chaque échantillon.

Il est très important enfin de noter que si la suite d'échantillons provient d'un milieu à rapport μ_1 correspondant à la courbe normale d'évolution terrestre, l'âge t donné par l'isochrone secondaire sera identique à celui indiqué par l'intersection de l'isochrone avec la courbe normale d'évolution terrestre.

c) Modèle à plus de deux stades

Les modèles à trois stades (ou plus) sont très complexes et ne seront pas traités ici. Il suffit de savoir que dans un modèle à trois stades :

- lorsque chacun des systèmes à rapports μ_2, μ'_2, \dots est différencié au temps t_2 en donnant une nouvelle suite d'échantillons, cela se traduit généralement par une dispersion des points analytiques dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$.

- lorsqu'en revanche l'échantillonnage donne accès à une seule suite différenciée au temps t_2 , on obtient une isochrone dont la pente correspond bien à t_2 , mais qui soit ne recoupe pas la courbe normale d'évolution terrestre, soit la recoupe à un âge différent de t_2 ; ce sera là, en particulier, un des moyens dont on dispose pour déceler une refusion crustale (cf. chapitre sur l'évolution crustale).

d) Perte moderne d'uranium

L'on a vu que dans un modèle à deux stades, il était possible de calculer le rapport μ de chaque échantillon. L'expérience montre que le rapport μ mesuré lui est très souvent inférieur. Ceci est lié à la mobilisation de l'uranium dans les conditions superficielles.

Un exemple en est donné par les Granites Mountains dans le Wyoming (Rosholt et al. 1973). L'âge du granite à $2,79 \pm 0,08$ Ga est donné par l'isochrone secondaire de la figure 7c. L'âge Th-Pb (fig. 7a) est identique, ce qui indique que le système est resté clos aussi bien vis-à-vis du thorium que du plomb. Par contre, la figure 7 b permet de montrer que les échantillons ont tous perdu de l'uranium d'une façon considérable. C'est ainsi d'ailleurs qu'a été localisée la source des grands gisements d'uranium du Wyoming.

e) Géochimie isotopique du plomb

De même que ceux du strontium et du néodyme, les rapports isotopiques initiaux du plomb sont des traceurs naturels. Leur utilisation en pétrogenèse ainsi que d'une façon générale dans l'étude du Manteau et de l'évolution crustale est précieuse.

Cependant, si en raison de l'existence de trois couples radioactifs, les isotopes du plomb sont à priori beaucoup plus riches d'informations que ceux du strontium et du néodyme, leur interprétation est en général plus délicate. Leur utilisation dans les études sur le manteau et sur la genèse et l'évolution crustale sera discutée dans les chapitres correspondants.

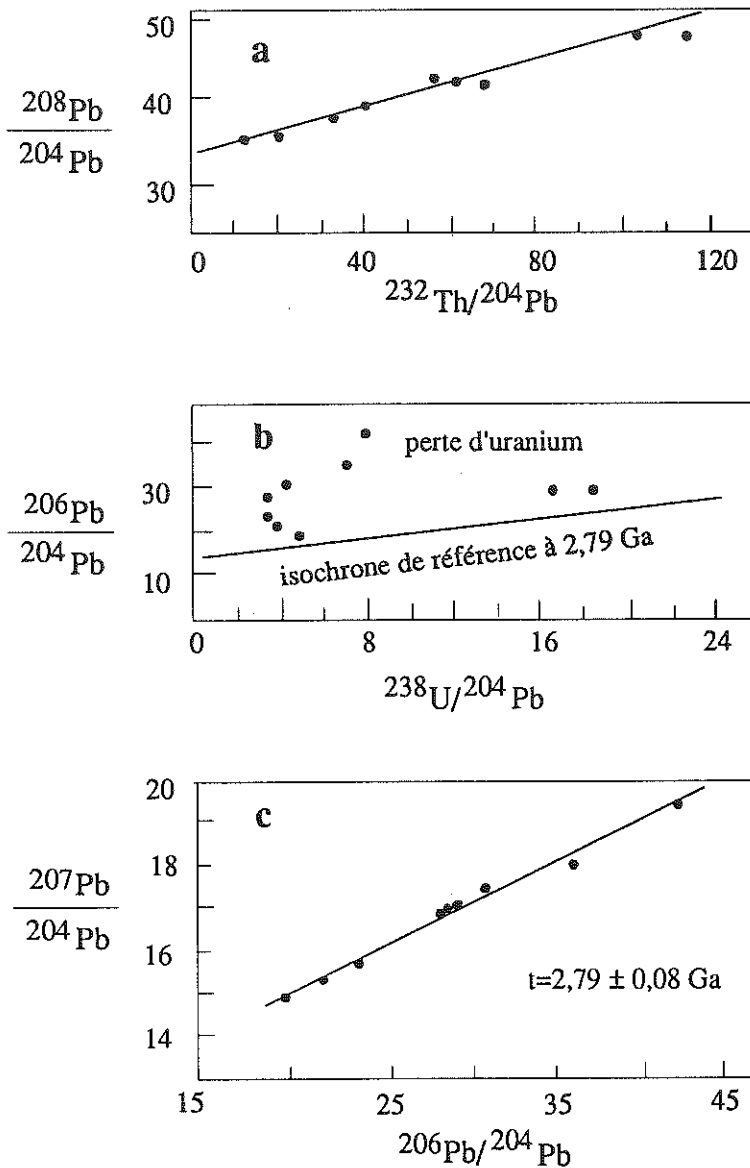


Fig. 7: Les Granites Mountains (Wyoming), d'après Rosholt et al. , 1973.

f) Les courbes normales d'évolution terrestre et le modèle Plumbotectonics.

La figure 6 a présenté des données sur galènes qui en première approximation soutenaient un modèle d'évolution à un stade pour leur région source. En réalité, des études plus fines, en particulier sur le plan analytique, ont révélé que cette région source avait subi un enrichissement

de son rapport μ au cours de son histoire. Rappelons que cette région source est souvent rapportée au Manteau. La courbe normale d'évolution terrestre idéale est donc déterminée de façon à minimiser l'écart entre les âges modèles (âges portés sur la courbe) et l'âge réel. Ici aussi, l'augmentation du rapport μ au cours du temps rend compte de la terminaison de la courbe d'évolution à la droite de la Géochrone. Le tableau 1 donne les valeurs de la courbe d'évolution terrestre de Stacey et Kramers (1975) pour laquelle le moindre écart par rapport aux données réelles a été obtenu en introduisant une augmentation du μ de la source il y a 3,7 Ga.

Temps (Ga)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
4.57	9.307	10.294	29.476
4.30	9.906	11.391	30.036
4.00	10.544	12.313	30.637
3.70	11.152	12.998	31.230
Fin du 1er stade, début du 2ème stade			
3.70	11.152	12.998	31.230
3.50	11.680	13.481	31.666
3.25	12.317	13.965	32.204
3.00	12.931	14.343	32.736
2.75	13.520	14.639	33.261
2.50	14.088	14.870	33.780
2.25	14.634	15.051	34.293
2.00	15.159	15.192	34.799
1.75	15.664	15.303	35.299
1.50	16.149	15.389	35.793
1.25	16.617	15.457	36.280
1.00	17.066	15.509	36.762
0.75	17.499	15.551	37.238
0.50	17.915	15.583	37.708
0.25	18.315	15.608	38.172
0.00	18.700	15.628	38.630

Tableau 1 Paramètres de la courbe d'évolution terrestre de Stacey et Kramers (1975) ; de 4,54 à 3,7 Ga, $\mu = 7,19$; de 3,7 à 0 : $\mu = 9,74$

Plus intéressant peut-être car tenant compte de la tectonique globale est le modèle Plumbotectonics élaboré par Zartman et Doe (1981): toute roche orogénique y est considérée comme le produit du mélange entre la croûte supérieure, à fort rapport μ car enrichie en uranium, de la croûte inférieure, à très faible rapport μ car très appauvrie en cet élément, et de croûte océanique, à rapport μ intermédiaire. Même si la courbe "orogène" est finalement assez proche de celle de Stacey et Kramers, ce modèle a l'avantage de montrer qu'un rapport μ_1 constant et de l'ordre de 8 n'est pas nécessairement l'indication d'une origine mantellique. En revanche, il y aura moins d'ambiguïtés en cas de μ_1 très différent de 8 car une origine infra ou supracrustale pourra alors être suspectée (cf Ch.VII).

- Patterson C.C., Age of meteorites and the earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1956, 10, 230-237.
- Rosholt J.N., Zartman R.E. et N'Komo I.T., 1973, Lead isotope systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 989-1002.
- Stacey J.S. et Kramers J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 207-221.
- Tilton G.R., 1960, Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, 65, 2933-2945.
- Wasserburg G.J., 1963, Diffusion processes in lead-uranium systems. *J. Geophys. Res.*, 68, 4823-4846.
- Wetherill G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, 320-326.
- Zartman R.E. et Doe B.R., 1981, Plumbotectonics-The model, *Tectonophysics*, 75, 135-162.

Chapitre IV

Modélisation des processus pétrogénétiques
Fusion partielle - Cristallisation fractionnée
Mélanges - Contamination

par Jean Louis DUTHOU

Les éléments en trace sont en général définis comme des éléments chimiques présents dans les roches à de faibles concentrations, quelques centaines de parties pour million (ppm). Ces éléments d'intérêt majeur pour les pétrologistes sont principalement : Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb, Th, les Terres Rares (La à Lu), Ni, V, Cr et Co (éléments de transition ss), tableau 1.

Ni, Co, Cr	High values (e.g. Ni = 250–300 ppm, Cr = 500–600 ppm) for these elements are good indicators of derivation of parental magmas from a peridotite mantle source. Decrease of Ni (and to a lesser extent Co) through a rock series suggests olivine fractionation. Decrease in Cr suggests spinel or clinopyroxene fractionation.
V, Ti	These elements show parallel behaviour in melting and crystallization processes. They are useful pointers to the fractionation of Fe–Ti oxides (ilmenite or titanomagnetite). When V and Ti show divergent behaviour, Ti substitution into some accessory phase such as sphene or rutile may be indicated.
Zr, Hf	These are classic incompatible elements, not readily substituting in major mantle phases. However, they may substitute for Ti in accessory phases such as sphene and rutile.
Ba	Substitutes for K in K-feldspar, hornblende and biotite. Changes in Ba content or K/Ba ratio may indicate the role of one of these phases.
Rb	Substitutes for K in K-feldspar, hornblende and biotite. K/Rb ratios provide possible indicators of the role of these phases in petrogenesis.
Sr	Substitutes readily for Ca in plagioclase and for K in K-feldspar. Sr or Ca/Sr ratio is a useful indicator of plagioclase involvement at shallow levels. Sr behaves more as an incompatible element under mantle conditions.
REE	Garnet and possibly hornblende readily accommodate heavy REE and so strongly fractionate light REE. Sphene has the opposite effect accommodating the light REE. Clinopyroxene fractionates the REE but only slightly. Eu is strongly fractionated into feldspars and Eu anomalies may reflect feldspar involvement.
Y	Generally behaves as an incompatible element resembling the heavy REE. It is readily accommodated in garnet and amphibole, less so in pyroxene. The presence of accessory phases such as sphene or apatite could have a major effect on the abundance of Y, since these phases readily concentrate it.

Tableau 1 : Les principaux éléments en trace d'après M. Wilson (1989)

Les minéraux divers peuvent incorporer ou exclure ces éléments trace qui comme les éléments majeurs se fractionnent au cours des processus géochimiques, et se partagent entre des phases dont ils ne sont pas, en général, des constituants essentiels.

L'utilisation de ces éléments en trace s'est considérablement développée grâce à l'amélioration et à la précision des techniques de dosage, et aujourd'hui l'étude de la distribution de ces éléments dans les roches, en particulier le groupe des Terres Rares, représente une branche importante de la géochimie moderne.

I - Les Terres Rares : Généralités.

Le groupe des Terres Rares, ou lanthanides, qui comprend 15 éléments, depuis le Lanthane (Z = 57) jusqu'au Lutétium (Z = 71) appartient au groupe III A de la classification périodique des éléments. Tous sont naturels, sauf le Prométhium, Pm, (Z = 61).

Les Terres Rares à nombre atomique bas (La à Sm) sont généralement appelées Terres Rares légères (LREE) et celles à nombre

atomique élevé (Gd à Lu) Terres Rares lourdes (HREE). Quelquefois le terme de Terres Rares intermédiaires ou moyennes (MREE) est employé du Pm au Ho environ. L'Yttrium ($Z = 39$) est souvent inclus au groupe des Terres Rares puisqu'il appartient au groupe III A, et est souvent associé aux HREE.

Tous ces éléments ont des propriétés physiques et chimiques très voisines car la majorité des ions ont un degré d'oxydation de +3. Cependant deux d'entre elles, Ce et Eu, peuvent changer d'état d'oxydation et former des ions Ce^{+4} et Eu^{2+} . Ce dernier a alors un comportement "anormal" dans de nombreuses roches ignées. En effet son rayon ionique est plus grand et il se substitue alors à Ca (et Na) dans les sites des feldspaths, plus facilement que Eu^{3+} dont le rayon ionique est plus petit, d'où les anomalies en Europium souvent liées à l'effet plagioclase. Cet état divalent de Eu est lié à une faible fugacité d'oxygène.

Pour toutes les Terres Rares (T.R.) la couche électronique externe est la même, seule la couche sous jacente 4 f est différente et quand cette orbitale se remplit, le rayon ionique se réduit, ce phénomène est appelé la contraction lanthanique. Le comportement géochimique très voisin des TR sera déterminé principalement par ce rayon ionique qui dépend également du nombre de coordination.

II - Normalisation

Si on porte les teneurs des T.R. (en échelle logarithmique) en fonction de leur nombre atomique, on obtient des courbes en dent de scie (les éléments à Z pair étant plus abondants que leurs voisins à Z impair). De façon à lisser cette courbe de distribution, on normalise les teneurs mesurées par rapport aux concentrations moyennes des chondrites (on divise, pour chaque élément, la concentration mesurée par la concentration de la chondrite de référence).

Le choix du matériau de référence est, en général dans le domaine endogène les chondrites. Pour les roches sédimentaires et dans le domaine exogène s.l. la normalisation est réalisée par rapport à un sédiment moyen comme le North American Shales Composite (NASC).

Cette normalisation peut aussi être effectuée vis-à-vis d'une roche spécifique, d'un minéral... Dans ce type de représentation on obtient une courbe plus ou moins régulière depuis La jusqu'à Lu. L'allure de la courbe est discutée en termes d'enrichissement ou d'appauvrissement des T.R. légères et ou des T.R. lourdes. Dans certains cas des anomalies peuvent être observées (positives ou négatives) pour certains éléments.

Ce concept de normalisation des Terres Rares a été étendu à d'autres éléments : Ba, Sr, U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, Zr, Hf... ; ce sont les "spiderdiagrams".

Dans ces diagrammes, l'ordre des éléments ainsi que la référence de normalisation peuvent être différents selon les auteurs (M. Wilson, 1989). Tous ces éléments sont incompatibles, les principales exceptions étant le Sr

qui peut être compatible avec le plagioclase, Y et Yb avec le grenat et Ti avec la magnetite. Bien que les erreurs analytiques puissent être la cause d'anomalies dans ces spectres étendus, l'allure de ces derniers, ces effets factices étant pris en considération, donne des informations concernant l'équilibre cristal/liquide. Ainsi une vallée au niveau du Sr résulte vraisemblablement de la cristallisation fractionnée du plagioclases des basaltes. A l'inverse, une vallée à la fois de niveau du Th et du Rb et du Nb et Ta peut suggérer une contamination du magma par des roches crustales continentales.

III - Coefficient de Distribution

Quand un minéral est en équilibre avec un liquide, les éléments sont fractionnés entre les deux phases. Pour les éléments en trace l'application de la loi de Henry permet d'écrire

$$KD = \frac{\text{Concentration dans le minéral}}{\text{Concentration dans le liquide}}$$

KD est le coefficient de Distribution cristal/liquide à l'équilibre, qui est constant.

Ce coefficient peut être mesuré soit en laboratoire à partir d'expériences de cristallisation, soit à partir de l'analyse de cristaux et de leur matrice dans des roches volcaniques.

Ce coefficient dépend beaucoup de la composition. Ainsi pour de nombreux éléments, dans le grenat et le clinopyroxène, et pour les Terres Rares dans de nombreux minéraux à l'équilibre, le KD est plus élevé dans les systèmes liquides acides que dans les systèmes basiques.

Ce coefficient KD dépend aussi de la température et de la pression.

Lors des phénomènes de différenciation magmatique, il est nécessaire de quantifier l'équilibre entre le liquide et les phases minérales, dans ce cas le coefficient de partage D est le coefficient global qui est calculé à partir du pourcentage en poids des différentes phases minérales :

$D = X_a \cdot KD^{a/l} + X_b \cdot KD^{b/l} \dots$ où a,b sont les phases solides qui coexistent .

Par exemple : Une peridotite à grenat contient 60 % d'Olivine, 25 % d'Orthopyroxène, 10 % de Clinopyroxène et 5 % de Grenat. Sachant que les KD pour le Ce sont de 0,001 pour l'Olivine, de 0,003 pour l'Opx, de 0,1 pour le Cpx et de 0,02 pour le grenat, on a :

$$DCe = (0,6 \times 0,001) + (0,25 \times 0,003) + (0,10 \times 0,1) + (0,05 \times 0,002) = 0,012$$

Les éléments ayant un $KD < 1$ sont dits incompatibles, car il ont des difficultés à entrer dans les structures cristallines des minéraux ; ils se concentrent donc de manière préférentielle dans la phase liquide. Au contraire les éléments avec un $KD > 1$ sont compatibles : ils sont retenus dans les solides résiduels lors de la fusion partielle ou dans les phases minérales lors de la cristallisation. Cependant si l'assemblage de la phase minérale à l'équilibre du solide varie pendant l'évolution magmatique, par

exemple si de nouveaux minéraux disparaissent pendant la fusion ou apparaissent pendant la cristallisation, certains éléments peuvent changer de comportement (Sr, K...).

Au terme d'élément incompatible, vis-à-vis des minéraux habituels du manteau (olivine, pyroxène, grenat, spinelle), est souvent associé celui d'éléments lithophiles ou de "large ion lithophile éléments" (L.I.L.E.) pour désigner indifféremment les alcalins (K, Rb, Cs) des alcalino terreux (Sr, Ba) les Terres Rares légères et les éléments dont le potentiel ionique (rapport entre la charge et le rayon ionique) est relativement élevé : les high field strenght elements (HFSE) : Zr, Hf, Ta, Th. Les éléments qui se concentrent dans la phase liquide sont également appelés hygromagmatophiles ou hygromagmaphiles.

Les Terres Rares sont en général incompatibles dans les systèmes basaltiques, mais elles peuvent devenir compatibles dans les systèmes granitiques, particulièrement les Terres Rares lourdes (HREE).

IV - Minéraux et KD

Certains minéraux ont un effet caractéristique sur la forme des spectres lors de la fusion partielle ou de la cristallisation fractionnée ; en fonction de leur KD (Hanson 1980, Cox et al 1987) pour l'élément considéré, et de leur abondance.

- Les feldspaths ont un KD faible pour toutes les T.R., excepté pour Eu, si bien que l'influence des feldspaths sur les spectres des liquides sera faible, sauf pour Eu où une anomalie négative va apparaître.

- Le grenat possède un très faible KD pour les T.R. légères, mais un KD élevé pour les T.R. lourdes. Sa présence à l'équilibre dans un magma se marquera par un appauvrissement de celui ci en T.R. lourdes.

- Les orthopyroxènes et les clinopyroxènes calciques ont en général des $KD \leq 1$, avec des valeurs plus faibles pour les T.R. légères que pour les T.R. lourdes, si bien que l'on notera un enrichissement plus important du liquide en T.R. légères qu'en T.R. lourdes.

- L'olivine possède un KD très faible pour toutes les T.R., sa présence se marquera par un enrichissement identique pour tous ces éléments. Par contre son KD est très élevé vis-à-vis du Ni et Cr et elle piègera ces éléments.

- Le KD de la hornblende, dans les roches silicatées est très élevé pour les T.R. moyennes, sa cristallisation provoquera un appauvrissement de celles-ci.

- La biotite possède généralement un faible KD et sa présence aura un faible effet sur les spectres des T.R. des liquides.

- Le zircon a un très grand KD (≈ 100) pour les T.R. lourdes, cependant sa faible abondance provoque un léger appauvrissement de ces T.R. lourdes dans les liquides.

- L'apatite et le sphène possèdent des KD pratiquement identiques pour les T.R. toujours supérieurs à 1. Leur présence se marquera par un enrichissement des T.R. lourdes et légères par rapport aux T.R. moyennes. Cependant leur faible abondance réduit leur effet.

- L'allanite possède des KD très élevés, principalement vis-à-vis des T.R. légères.

On trouvera des exemples de spectres de terres rares pour ces différents minéraux, dans des roches diverses dans Hanson (1980), Henderson (1984), de Paolo (1988) par exemple.

Donc en général, pour les T.R. légères, les KD des minéraux sont en général < 1 . L'apatite, le sphène, la monazite et le zircon et l'allanite possèdent des KD > 1 pour les T.R. légères et peuvent donc appauvrir le liquide en celles-ci si ces minéraux sont en quantité suffisante. Les T.R. moyennes dans les liquides seront moins enrichies ou même appauvries par rapport aux T.R. légères ou lourdes, notamment par la présence d'apatite, sphène ou hornblende.

Les T.R. lourdes dans les liquides seront moins enrichies ou appauvries par rapport aux T.R. moyennes par la présence de grenat, zircon, pyroxène et hornblende. Une anomalie positive peut être due, dans le liquide, à l'existence de hornblende, apatite, clinopyroxène et grenat. La présence de feldspath provoquera une anomalie négative de l'Europium dans le liquide

On admet souvent que la teneur en éléments en trace dans les roches ignées peut être déterminée à partir des proportions relatives des minéraux observés en utilisant les KD. Ainsi une roche riche en plagioclases devrait présenter une faible teneur en T.R. et une anomalie positive en Eu. A l'exception des cumulats, ce n'est pas obligatoirement le cas.

La teneur en éléments traces, dans un liquide, son enrichissement, sont fonction de la teneur initiale de la source, du degré de fusion, de ce mode de fusion, de la cristallisation du bain...

V - Modélisations mathématiques du fractionnement des éléments

Les processus qui interviennent au cours de la petrogenèse des roches magmatiques sont variés, les principaux sont les suivants :

- fusion partielle équilibrée,
- fusion partielle avec séparation des liquides formés,
- cristallisation fractionnée,
- cristallisation équilibrée,
- mélanges et contamination.

V-1 Fusion partielle à l'équilibre (equilibrium fusion batch melting)

Dans ce modèle simple, le liquide formé reste en équilibre avec le solide résiduel tout au long de la fusion partielle jusqu'à ce que le liquide se sépare "en bloc" sous forme d'un magma primaire. (Figure 1)

$$\frac{C^l}{C_o} = \frac{1}{D + F (1 - D)}$$

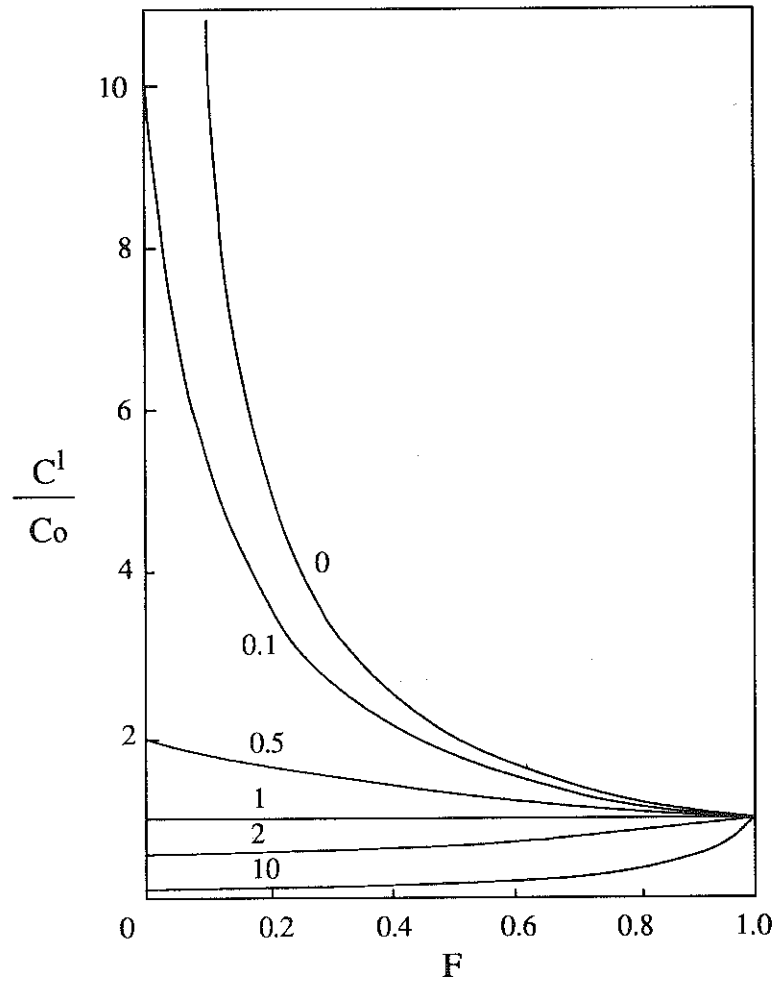


Figure 1 : Courbes de variations théoriques des concentrations d'un élément en trace lors de la fusion à l'équilibre en fonction de F (liquide formé). La valeur marquée sur chaque courbe correspond au coefficient de distribution (D).

Tableau 2 - Symboles utilisés

Cristallisation :

C_0 Concentration de l'élément en trace, dans le liquide initial.

C^l Concentration de ce même élément dans le liquide résiduel.

C^s Concentration dans la phase solide instantanée.

F Fraction en masse de liquide résiduel restant après la cristallisation.

D Coefficient de distribution global de l'élément trace entre la phase solide formée et le liquide.

Fusion

C_0 Concentration de l'élément en trace dans le solide initial.

C^l Concentration de ce même élément dans le liquide produit par la fusion.

F Fraction en masse de liquide produit par rapport au solide initial ($F = 0 \rightarrow 1$).

D Coefficient de distribution global entre le solide résiduel et le liquide formé au moment où le liquide est extrait.

Tous les processus intermédiaires, apparition ou disparition de nouvelles phases, sont sans importance et ils ne jouent aucun rôle dans la détermination des teneurs des éléments. Le rapport C^l/C_0 approche $1/D$ quand F décroît, et quand D tend vers zéro, C^l/C_0 approche $1/F$. (Figure 1)

En admettant que D est constant lors de la fusion, on constate un enrichissement du liquide, en éléments incompatibles, qui tend vers $1/F$, et peut atteindre de fortes valeurs pour de faibles degrés de fusion. Ces observations permettent d'apporter des contraintes pour le degré de fusion dans la production de magma primaire et pour les teneurs en éléments trace incompatibles dans le manteau.

On constate également que la concentration, dans le liquide, des éléments compatibles ($D > 1$) est voisine de $1/D$, en particulier pour de fortes valeurs de D.

Dans le solide résiduel, la concentration en éléments compatibles ou incompatibles est égale à $D.C^l$. Pour de faibles degrés de fusion le résidu est très appauvri en éléments incompatibles, alors que pour les éléments compatibles la concentration reste voisine de la concentration initiale.

Dans le cas où la fusion est non modale, les phases qui forment le liquide (pa) sont différentes des proportions de celles du solide initial (X^o_a) on a

$$D = \frac{D_0 - FP}{1 - F}$$

avec $D_0 = S X^0 a$ Da et $P = S$ pa Da

d'où

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{D_0 + F(1 - P)}$$

V-2 Fusion fractionnée (fractional fusion, fractional melting, Rayleigh fractionation)

Lors de la fusion fractionnée, il y a extraction continue du liquide, dès sa formation, du solide résiduel. La composition instantanée du liquide est :

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{D} (1 - F) (1/D - 1) \text{ pour la fusion modale}$$

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{D_0} (1 - \frac{FP}{D}) (1/P - 1) \text{ pour la fusion non modale}$$

Ce modèle est fortement improbable dans les phénomènes naturels. Ces équations représentent donc des conditions limites dans les processus de fusion. Dans ce cas les concentrations des éléments dans le liquide, sont beaucoup plus importantes que pour la fusion à l'équilibre.

V-3 Fractionnement cumulé de Rayleigh (Accumulated Rayleigh fractionation)

Les fractions liquides se séparent au fur et à mesure de leur formation du résidu solide. Ces différentes fractions se cumulent et se mélangent parfaitement dans un réservoir. La composition de ce liquide cumulé est :

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{F} [1 - (1 - F) 1/D] \text{ pour la fusion modale}$$

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{F} [1 - (1 - \frac{PF}{D_0}) 1/P] \text{ pour la fusion non modale}$$

Pour les éléments en trace très incompatibles, ce modèle est pratiquement identique à la fusion à l'équilibre, sauf pour les éléments compatibles lors d'une fusion importante.

V-4 Modèles complexes de Fusion

Les équations de la fusion partielle à l'équilibre sont utilisées pour modéliser la distribution des éléments en trace. Cependant dans certains cas, des modèles plus complexes ont été proposés ; ce sont la fusion de zone et la fusion dynamique.

Dans le cas de la fusion de zone (zone refining), le liquide formé se déplace et traverse un solide avec lequel il réagit, si ce solide a une composition différente de celle de la région source du magma, ce phénomène est une contamination. Mais au début le liquide peut traverser les niveaux supérieurs de la zone source elle-même, niveaux qui n'ont pas subi une fusion.

Ceci peut produire une fusion totale au fur et à mesure de la montée

du magma, avec dépôt d'un cumulat cristallin. Les éléments compatibles sont peu affectés. Par contre l'enrichissement en éléments incompatibles sera continu et du type

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{D} - \left(\frac{1}{D} - 1\right) e^{-nD}$$

n = nombre de volumes équivalents du solide traversés par le volume donné de liquide (si par exemple le liquide traverse un volume de solide qui est 6 fois le volume du liquide, $n = 6$). Les liquides produits, ont des spectres très voisins de ceux obtenus par fusion à l'équilibre lorsque le nombre n tend vers l'infini.

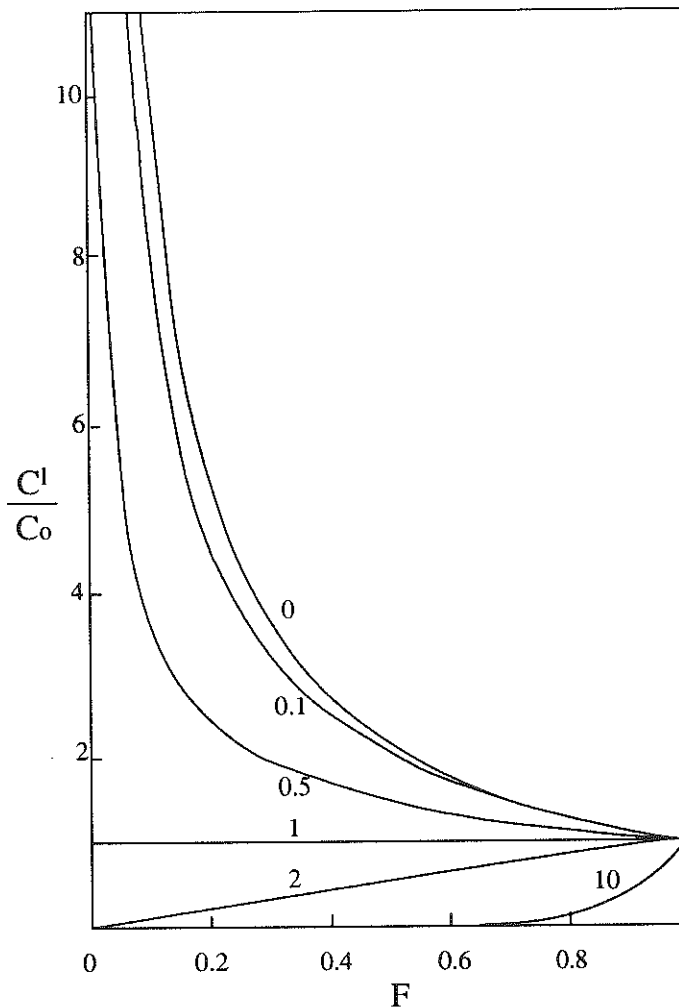


Figure 2 : Courbes de variations théoriques des concentrations d'un élément en trace lors de la cristallisation fractionnée. La valeur marquée sur chaque courbe correspond au coefficient de distribution (D).

Un autre cas est celui où le liquide n'est pas totalement séparé du solide résiduel, une proportion de ce liquide reste piégée dans le solide lors de la fusion partielle. Ce liquide piégé dans le solide se mélange par la suite avec le nouveau liquide qui se forme. Ce modèle est le modèle de fusion dynamique (dynamic melting ou continuous melting). Dans ce cas, la composition C_0 doit être calculée après chaque extraction partielle.

V-5 Cristallisation fractionnée (Rayleigh crystal fractionation, fractional crystallization)

Seule la surface des minéraux qui se forment, est en équilibre avec le liquide. Ces cristaux se séparent du liquide, cette extraction produit le phénomène de la cristallisation fractionnée.

$$\frac{C^l}{C_0} = F^{(D-1)}$$

$$\text{et } \frac{C^s}{C_0} = D \cdot F^{(D-1)} \text{ pour la phase solide instantanée}$$

Quand D tend vers zéro, C^l/C_0 tend vers $1/F$. Si $D > 1$ la cristallisation fractionnée appauvrit rapidement le liquide en cet élément. Figure 2.

V-6 Cristallisation à l'équilibre (equilibrium crystallization)

Il y a rééquilibrage continu des minéraux formés avec le liquide.

$$\frac{C^l}{C_0} = \frac{1}{F + D(1-F)}$$

$$\frac{C^s}{C_0} = \frac{DC^l}{C_0} = \frac{D}{F + D(1-F)}$$

L'enrichissement en éléments incompatibles, est comparable dans les deux modèles de cristallisation jusqu'à ce que 75 %, environ, du magma soit cristallisé.

Pour les éléments très compatibles, les deux modèles diffèrent nettement. Ainsi lors de la cristallisation fractionnée, ces éléments sont rapidement extraits dans les premiers solides formés, si bien que leur concentration dans le liquide tombe à une valeur $< 1/D$.

Comme, en général, les systèmes naturels se refroidissent rapidement, ce qui ne permet pas l'équilibre entre liquide et minéraux, la cristallisation fractionnée est le modèle le plus réaliste.

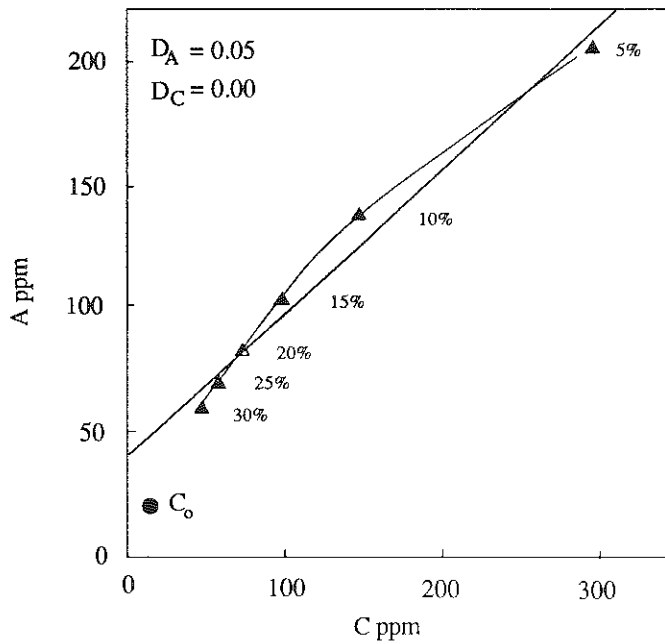
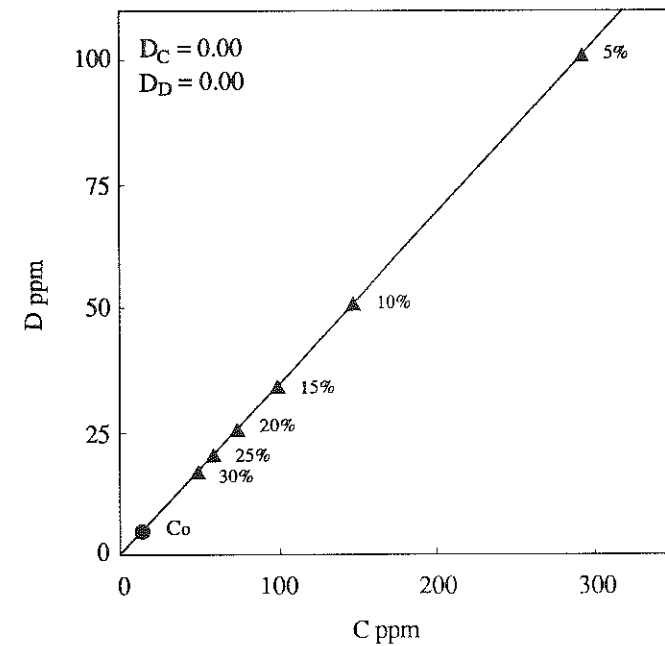
V-7 Fusion partielle et ou cristallisation fractionnée

Lors de l'étude d'une suite de roches cogénétiques, et à partir des données analytiques, le problème important concernant la pétrogenèse est de savoir quel est le mécanisme responsable de la formation de ces roches : fusion partielle et ou cristallisation fractionnée ?

Des diagrammes inter éléments permettent parfois de mettre ce mécanisme en évidence.

Fusion à l'équilibre (Figure 3)

Pour les éléments fortement incompatibles ($D \ll 1$) on montre que dans un diagramme élément - élément (en concentration), la droite de



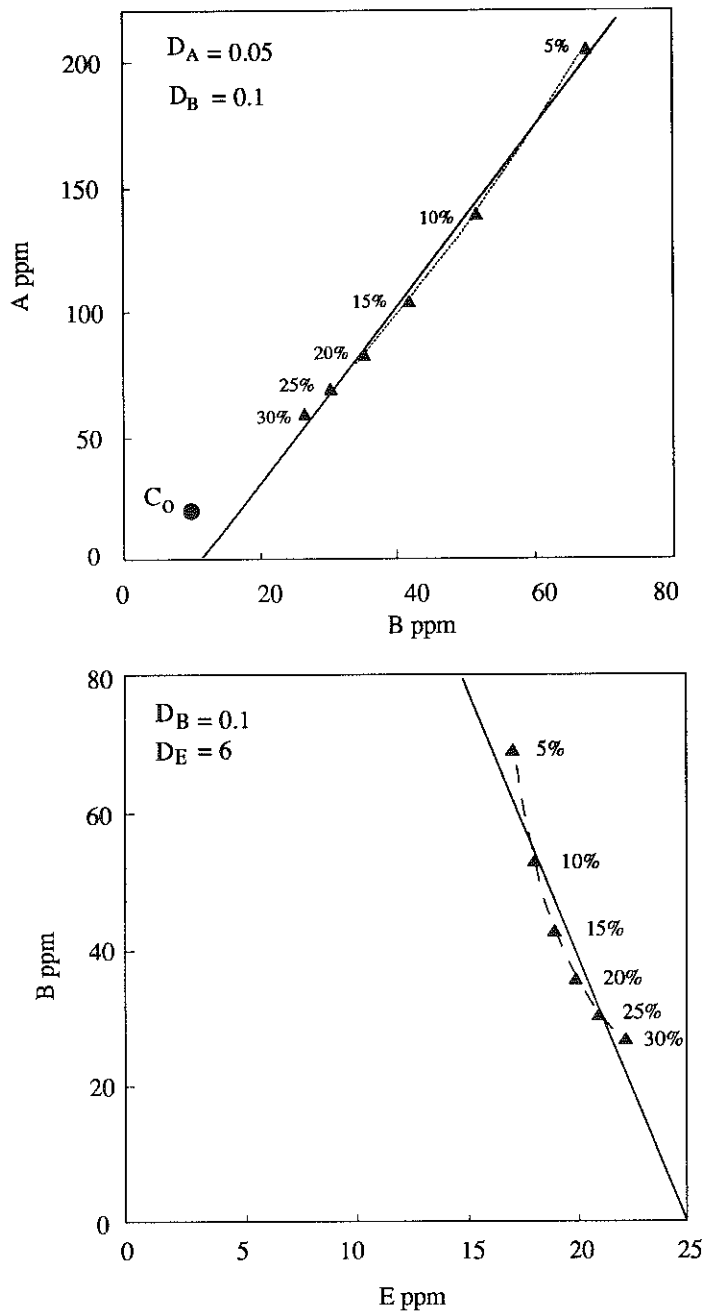


Figure 3 : Diagrammes calculés à partir de l'équation de la fusion à l'équilibre pour des éléments en trace A, B, C, D et E ayant des coefficients de distribution D variés. La source est C_0 . Les droites de régression sont tracées à partir des points obtenus. Les courbes représentent l'évolution de la fusion avec son pourcentage. D'après G.N. Hanson (1989) simplifié.

régression construite, de pente positive, recoupe l'axe de l'élément le plus compatible (avec le D le plus grand).

Dans le cas particulier où $D = 0$ ou bien si D est identique pour les deux éléments, la droite passe par l'origine. Si un élément incompatible ($D < 1$) est porté en fonction d'un élément compatible ($D > 1$) la droite de régression obtenue à partir des analyses, possède une pente négative.

Cristallisation fractionnée (Figure 4)

Pour des éléments avec $D = 0$ ou avec des D identiques, la droite de régression de pente positive passe par l'origine.

Pour des éléments avec $D < 1$ la droite de pente positive recoupe l'axe de l'élément ayant le D le plus grand.

Pour deux éléments, l'un avec $D < 1$, l'autre avec $D > 1$, la droite obtenue a une pente négative, mais différente de celle obtenue pour la fusion.

En conclusion, dans un diagramme élément - élément, ceux-ci ayant des $D < 1$ il est souvent difficile de distinguer entre les 2 processus : fusion équilibrée ou cristallisation fractionnée. Cependant, dans ce même diagramme, si on porte un élément avec $D \ll 1$ en fonction d'un élément avec $D > 1$ les 2 processus peuvent être distingués.

Ces diagrammes permettent d'autre part d'évaluer la compatibilité relative des éléments, puisque quand les 2 éléments ont des $D < 1$, la droite de régression tracée avec les résultats analytiques recoupe l'axe de référence de l'élément ayant le D le plus grand.

V-8 Mélange - Assimilation - Contamination

Des mélanges ou contaminations peuvent se produire lors de l'ascension d'un magma d'origine mantellique, avec des roches crustales plus superficielles, ou bien par assimilation des roches du toit, ou encore au niveau de la source elle-même par fusion partielle, au niveau du manteau, en système clos d'un mélange de matériel crustal subducté dans cette région source.

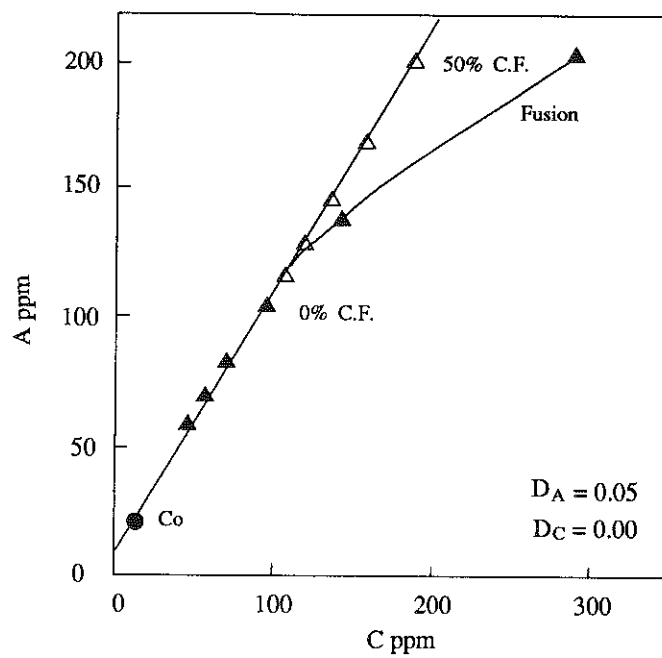
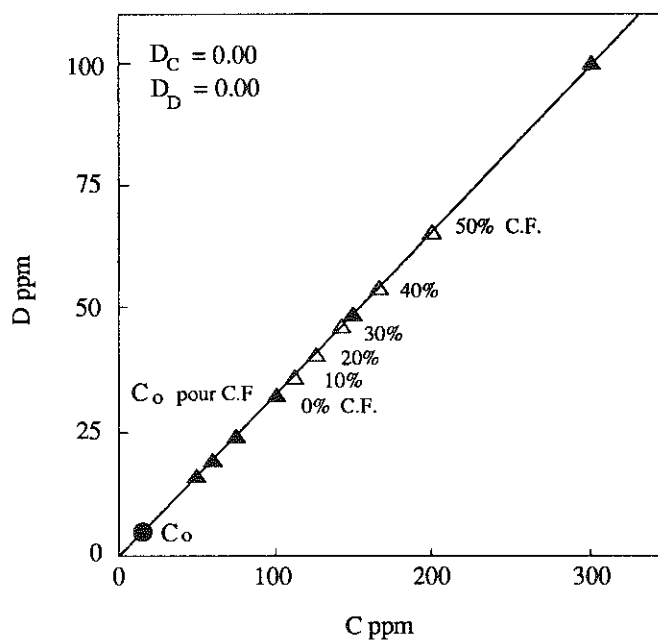
Ces mélanges s.l. peuvent se produire simultanément avec la cristallisation fractionnée (AFC).

Ces divers processus peuvent être modélisés.

Tous les modèles de mélange peuvent être décrits par une équation de la forme

$$Ax + Bxy + Cy + D = 0 \quad (1)$$

x et y sont les paramètres utilisés et de la forme $x = p/b$, $y = q/a$ avec p/b et q/a = rapport isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$...) ou rapport interélément (K/Rb, Ba/Sr...).



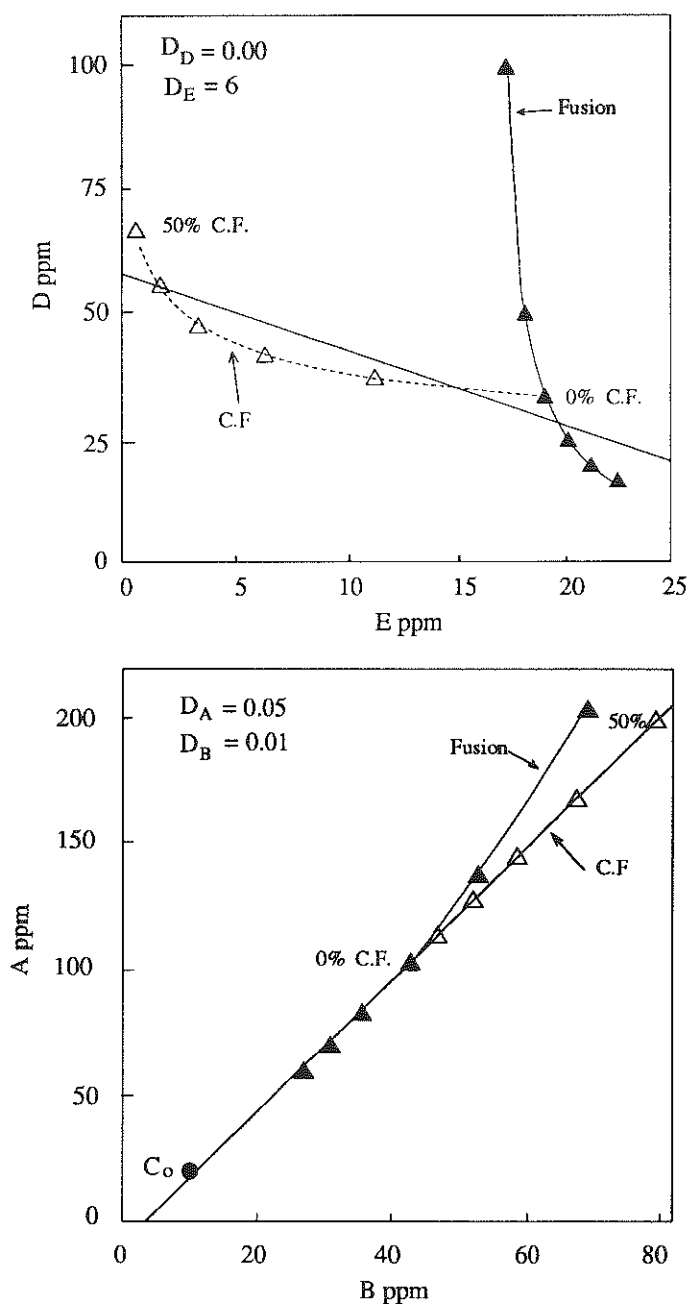


Figure 4 : Diagrammes calculés à partir de l'équation de la cristallisation fractionnée (Δ) pour des éléments en trace A, B, C, D et E. Sont superposés les résultats obtenus à partir de la fusion à l'équilibre (Δ) de la figure 3. Le liquide initial C_0 pour la cristallisation fractionnée (0 % CF) correspond à 15 % de fusion. D'après G.N. Hanson (1989) simplifié.

Les paramètres A, B, C et D varient et sont fonction du type de diagramme utilisé.

- Dans le cas général où x et y sont des rapports, les coefficients A, B, C et D sont

$$A = a_2 b_1 y_2 - a_1 b_2 y_1$$

$$B = a_1 b_2 - a_2 b_1$$

$$C = a_2 b_1 x_1 - a_1 b_2 x_2$$

$$D = a_1 b_2 x_2 y_1 - a_2 b_1 x_1 y_2$$

Si par exemple $x = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ et $y = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ on a

$$A = \text{Nd}_2 \text{Sr}_1 \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_2 - \text{Nd}_1 \text{Sr}_2 \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_1$$

$$B = \text{Nd}_1 \text{Sr}_2 - \text{Nd}_2 \text{Sr}_1$$

$$C = \text{Nd}_2 \text{Sr}_1 \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_1 - \text{Nd}_1 \text{Sr}_2 \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_2$$

$$D = \text{Nd}_1 \text{Sr}_2 \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_2 \frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}_1 - \text{Nd}_2 \text{Sr}_1 \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_1 \frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}_2$$

avec Nd_1 , Nd_2 , Sr_1 , et Sr_2 concentrations en Nd et Sr des deux pôles du mélange 1 et 2 ; et $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{1,2}$; $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{1,2}$ composition isotopique des deux pôles du mélange 1 et 2.

Donc le mélange de 2 composants de compositions isotopiques et de teneurs différentes, correspondant à l'équation générale (1) détermine une hyperbole dans un diagramme où x et y sont des rapports (Figure. 5).

La courbure de cette hyperbole dépend du coefficient B. Cette courbure, plus ou moins accentuée est fonction d'un coefficient $r = a_1 b_2 / a_2 b_1$. Si $r = 1$ la courbe de mélange est alors une droite, et quand $r \neq 1$ la concavité ou la convexité de l'hyperbole dépend des concentrations a et b des deux pôles du mélange.

La masse d'un composant 1 ou 2 peut être calculée pour n'importe quel point de la courbe si l'on connaît son rapport isotopique.

Dans le cas de notre exemple, la masse du pôle 1 pour le Sr sera : concentration Sr (CSr)

$$\text{CSr} = \frac{b_2 (x_2 - x)}{x (b_1 - b_2) - b_1 x_1 + b_2 x_2}$$

avec $x = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ connu pour ce point de la courbe on a

$$\text{CSr} = \frac{\text{Sr}_2 \left[\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_2 - \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_1 \right]}{\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right) (\text{Sr}_1 - \text{Sr}_2) - \text{Sr}_1 \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_1 + \text{Sr}_2 \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_2}$$

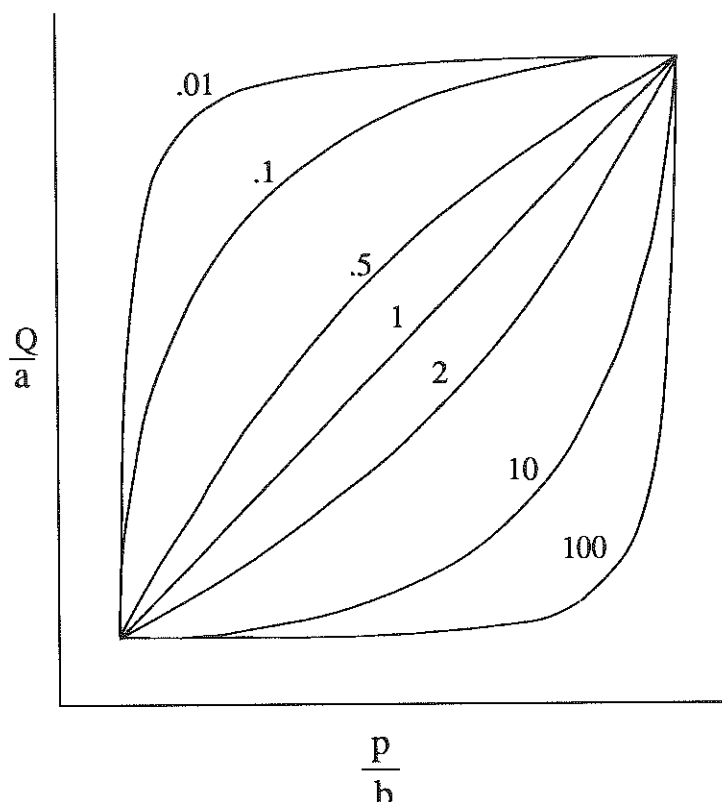


Figure 5 : Diagramme rapport, rapport (Q/a, P/b) montrant les courbes de mélange entre 2 pôles 1 et 2. Les chiffres portés sur ces courbes correspondent à r (voir texte).

Si après le calcul $\text{Conc Sr} = 0,40$, ceci signifie que le point représentant l'échantillon analysé est constitué par 40 % de Sr du pôle 1.

Pour le paramètre en y on aura

$$C_{Nd} = \frac{a_2 (y_2 - y)}{y (a_1 - a_2) - a_1 y_1 + a_2 y_2}$$

avec $y = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ connu pour ce même point de la courbe.

Réciproquement connaissant C_{Sr} , ou C_{Nd} , on peut déduire les rapports isotopiques correspondants :

$$x = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = \frac{C_{Sr} b_1 x_1 + (1 - C_{Sr}) b_2 x_2}{b_1 C_{Sr} + b_2 (1 - C_{Sr})}$$

$$y = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = \frac{C_{Nd} a_1 y_1 + (1 - C_{Nd}) a_2 y_2}{a_1 C_{Nd} + a_2 (1 - C_{Nd})}$$

En pratique, on ne connaît pas les compositions des 2 pôles du mélange. Il convient donc de reporter les résultats analytiques en x et y afin d'observer ou non une hyperbole de mélange.

Dans le cas où l'on porte un rapport en fonction d'un élément (K/Rb, fSr ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, fCa...), l'équation (1) se simplifie. Si l'on porte la concentration d'un élément en abscisse, et un rapport en ordonnée, $b = 1$ et les valeurs de A, B, C et D se simplifient ; mais l'équation reste celle d'une hyperbole contrôlée par B.

Les coefficients sont

$$A = a_2 y_2 - a_1 y_1$$

$$B = a_1 - a_2$$

$$C = a_2 x_1 - a_1 x_2$$

$$D = a_1 x_2 y_1 - a_2 x_1 y_2$$

Comme dans le cas précédent si $r = 1$ on obtient une droite.

On peut également obtenir les valeurs des concentrations et des rapports des 2 pôles du mélange à partir de l'asymptote.

Dans le cas particulier, où l'élément est le même que celui utilisé dans le rapport : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr ; K/Rb, Rb... on obtient également une hyperbole.

Pour le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr l'équation est de la forme

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{\text{Sr}_1 \text{Sr}_2 \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_2 - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_1 \right]}{\text{Sr} (\text{Sr}_1 - \text{Sr}_2)} + \frac{\text{Sr}_1 \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_1 - \text{Sr}_2 \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_2}{\text{Sr}_1 - \text{Sr}_2}$$

Dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr, cette équation est celle d'une hyperbole $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{J}{\text{Sr}} + K$, J et K sont des constantes qui dépendent des teneurs en Sr et des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des pôles 1 et 2.

Cette hyperbole peut être transformée en droite dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/\text{Sr}$. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reportés dans ces diagrammes sont ceux observés lors de la mise en place et non les rapports mesurés.

Connaissant les teneurs x_1 et x_2 , les rapports isotopiques y_1 et y_2 des 2 pôles du mélange et des proportions du mélange (M) on peut calculer pour tout point sa teneur x et sa composition isotopique y et réciproquement.

$$x = \frac{M x_1 + (1 - M) x_2}{M (1 - M)}$$

$$y = \frac{x_1 y_1 M + (1 - M) y_2 x_2}{x_1 M + x_2 (1 - M)}$$

- Diagramme élément - élément.

Si on mélange 2 corps purs 1 et 2, en proportions variables, on a alors $a = b = 1$ et $r = 1$. Les paramètres A, B, C et D sont alors

$$A = y_2 - y_1$$

$$B = 0$$

$$C = x_1 - x_2$$

$$D = x_2 y_1 - x_1 y_2$$

d'où

$$(y_2 - y_1)x + (x_1 - x_2y + x_2y_1 - x_1y_2) = 0$$

soit

$$y = \frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{x_1 - x_2} - x \frac{y_2 - y_1}{x_1 - x_2}$$

Ceci est l'équation d'une droite dans un diagramme x, y. Cette droite est le lieu de tous les points qui résultent du mélange entre les pôles 1 et 2, y compris ceux-ci.

Pour tout point, connaissant les proportions du mélange (M) on peut calculer sa teneur en cet élément et réciproquement.

$$x = x_1 M + x_2 (1 - M)$$

$$y = y_1 M + y_2 (1 - M)$$

Pratiquement, l'évaluation des phénomènes de mélange, en tant que processus géologique, peut être difficile. En effet, en plus du mélange d'autres processus comme la fusion partielle, la différenciation, l'altération... peuvent détruire ou masquer les effets du mélange. Il est nécessaire pour résoudre ces problèmes, d'utiliser plusieurs types de diagramme, et en particulier les diagrammes "compagnons". Ainsi avec les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr on utilise $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 1/Sr ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, La/Ce avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Ce/ ^{87}Sr ... Dans de nombreux cas, ces diagrammes "compagnons" où les 2 axes de référence ont le même dénominateur, sont les meilleurs pour tester le mélange car celui-ci fournit des droites.

Quand le test de mélange est positif, les asymptotes et intersections obtenues sur les divers diagrammes peuvent être utilisées pour définir les pôles de ce mélange.

V-9 Assimilation et cristallisation fractionnée (AFC)

Les équations relatives à ce modèle ont été développées par DE PAOLO (1981) et POWELL (1984). Lorsque ces 2 phénomènes ont lieu simultanément, pour tout élément on a :

$$\frac{C_m}{C_0} = f + \frac{r}{r - 1 + D} C^* (1 - f)$$

C_m = concentration de l'élément trace dans le magma contaminé.

C_0 = concentration de cet élément dans le magma source.

C^* = concentration de cet élément dans le contaminant.

D = coefficient de distribution global.

$$f = F - (r - 1 + D)/(r - 1)$$

r = rapport entre le taux d'assimilation et le taux de cristallisation.

F = fraction de magma restant.

La dérivée de cette équation implique que r et D soient constants.

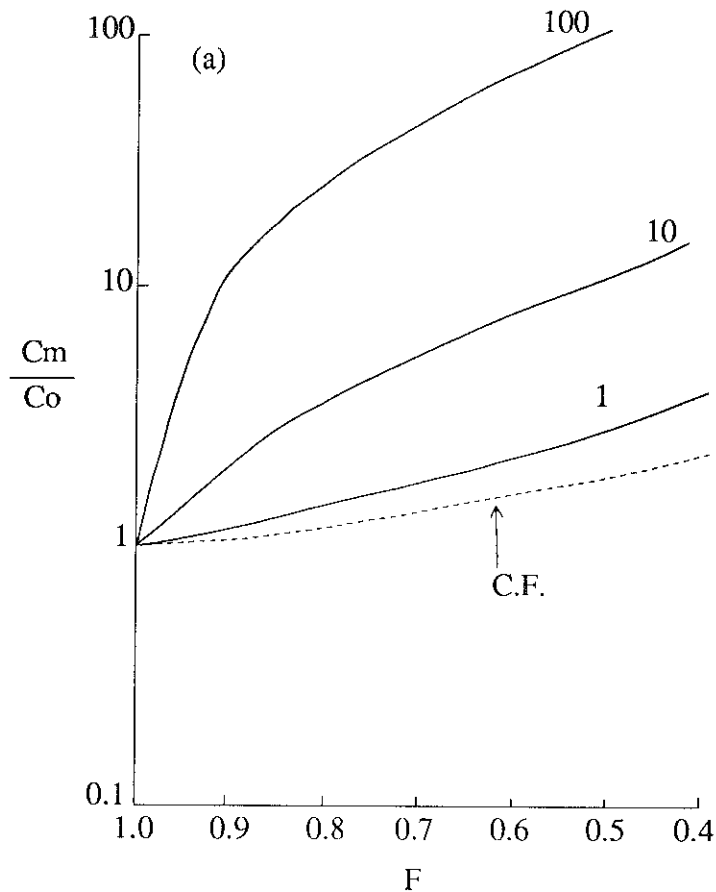
Pour n'importe quel isotope radiogénique on a

$$R_m = R_0 + (R^* - R_0) \left(1 - \frac{C_0}{C_m} f\right)$$

avec R = rapport isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$...).

La figure 6 montre l'évolution des éléments en trace lors du processus AFC, comparativement à ce que l'on observe pour la cristallisation fractionnée pour un élément très incompatible ($D = 0,001$) et pour un élément fortement compatible ($D = 10$). Dans ces 2 exemples $r = 0,5$, et les courbes sont représentées pour différents contaminants.

Quand $D \ll 1$ l'enrichissement est plus important quand le magma évolue par AFC par rapport à la cristallisation fractionnée ; l'enrichissement dans le magma augmente quand la concentration de l'élément augmente dans le contaminant (C^*/C_0 augmente).



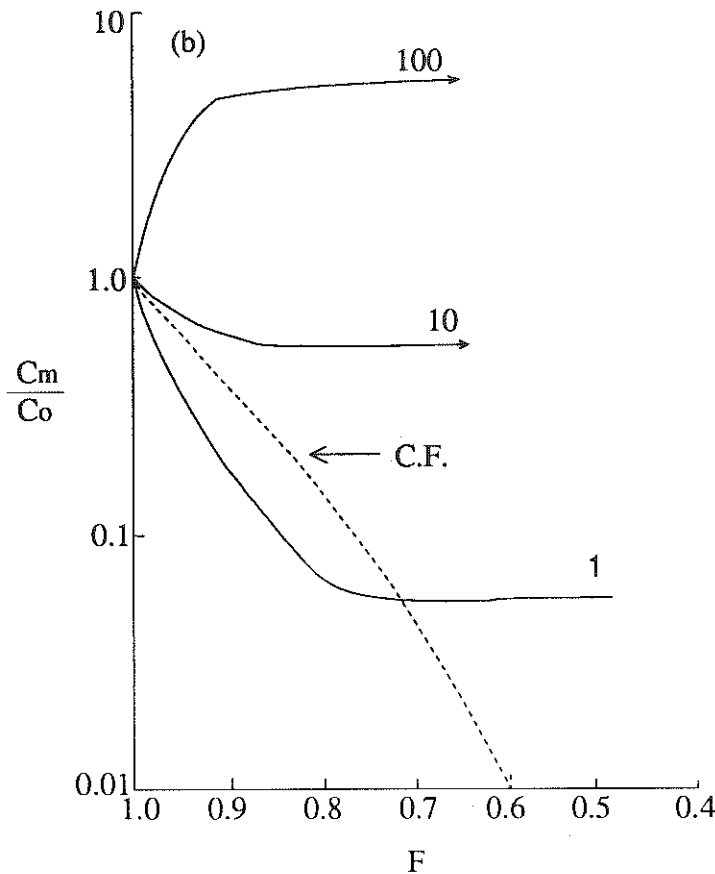


Figure 6 : Comparaison de l'évolution des éléments en trace lors de l'AFC ou de la cristallisation fractionnée (CF) (a) pour un élément très incompatible $D = 0,01$ et (b) pour un élément très compatible $D = 10$. On admet $r = \text{constante} = 0,5$. Les valeurs portées sur les courbes AFC correspondent à la composition des contaminants (C^*/C_0) d'après M. Wilson (1989) modifié.

Quand $D > 1$ la concentration en éléments compatibles atteint un palier lors de l'AFC.

$$C_m \approx \frac{r C^*}{r + D - 1}$$

Ce palier qui dépend de la composition du contaminant est atteint entre 10 et 20 % de cristallisation.

Par conséquent les magmas ayant des teneurs constantes en éléments compatibles peuvent montrer des enrichissement en éléments incompatibles très variables dus à l'AFC.

Mais en réalité D et r peuvent varier si bien que le palier de concentration n'est pas atteint. Ainsi lors des premiers stades de cristallisation fractionné d'un magma basaltique D_{Sr} peut être inférieur à 1 puisque l'olivine et le clinopyroxène sont les minéraux dominants, puis quand le plagioclase cristallisé Sr devient compatible et $D_{Sr} > 1$.

ORIENTATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

- COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1987) - The interpretation of igneous rocks. G. Allen et Unwin Publ. Ltd. London, 450 p.
- DE PAOLO D. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53 : 189-202.
- DE PAOLO D. (1988) - Neodymium isotope geochemistry. An introduction. *Minerals and Rocks* 20, Springer Verlag, 187 p.
- HANSON G.N. (1980) - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous system. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8 : 371-406.
- HANSON G.N. (1989) - An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements*, LIPIN P.R., Mc KAY G.A. edit, Mineral. Soc. Am. *Reviews in Mineralogy*. 21 : 79-97.
- HENDERSON P. (1982) - Inorganic geochemistry Pergamon. Oxford, 353 p.
- HENDERSON P. (1984) - Rare earth element geochemistry. *Developments in geochemistry* 2, Elsevier, 510 p.
- HENDERSON P. (1984) - General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In *Rare Earth Element. Geochemistry*, P. HENDERSON edit, Elsevier : 1-32.
- LANGMUIR C.H., VOCKE R.D., HANSON G.N., HART S.R. (1978) - A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth. Planet. Sci. Letters* 37 : 380-392.
- LIPIN B.R., Mc KAY G.A. edit (1989) - Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Reviews in Mineralogy, Mineralog. Soc. Am.* 21 : 348 p.
- Mc KAY G.A. (1989) - Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals. In *geochemistry and mineralogy of rare earth elements*, B R Lipin, G.A. Mc KAY edit. *Mineralog. Soc. Am, Reviews in Mineralogy* 21 : 45-77.

POWELL R. (1984) - Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations : characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suite. J. Geol. Soc London 141 : 447-452.

STEINBERG M., TREUIL M., TOURAY J.C. (1979) - Géochimie Principes et méthodes II Cristalochimie et éléments en traces. Doin edit. 287-599.

WILSON M. (1989) Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466p.

Chapitre V

Les systèmes Rb-Sr, U-Pb et le métamorphisme

par Jean Louis DUTHOU

La condition fondamentale pour obtenir une isochrone de roches totales est l'homogénéisation isotopique : à un instant donné tous les échantillons de roches totales d'un même ensemble comagmatique possèdent le même rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i$.

Nous avons vu que dans le cas d'une roche magmatique à histoire simple comme un granite, l'âge obtenu par isochrone de roches totales correspond à celui de la mise en place.

Nous allons examiner le cas où un métamorphisme se développe : y aura-t-il isochrone, et si oui quelle sera sa signification. De même dans la systématique Rb/Sr et U/Pb sur minéraux, quel sera le comportement de ceux-ci lors du métamorphisme. En résumé peut-on dater l'histoire antémétamorphique d'une roche et le métamorphisme qui l'affecte.

I - Les Isochrones Rb-Sr sur roches totales et le métamorphisme général.

- Sédiments et métasédiments. L'hétérogénéité isotopique initiale des roches sédimentaires due à l'héritage des minéraux détritiques est souvent importante si bien que dans le diagramme isochrone, les roches totales sont souvent dispersées.

Cependant des isochrones ont été obtenues sur des formations à grain fin peu ou pas métamorphiques. Dans ces rares cas, l'âge correspondrait à celui de la diagenèse.

Dès que le métamorphisme est faible une homogénéisation isotopique peut se réaliser, l'isochrone date cet événement. Quand on atteint l'anatexie, l'isochrone obtenue date ce phénomène. On trouvera des exemples dans Bernard Griffitts (1985).

- Roches orthodérivées. De nombreuses isochrones ont été obtenues sur des roches orthodérivées. Celles-ci peuvent correspondre, soit à l'âge de mise en place du protolite de ces roches, soit au métamorphisme qui s'y est développé, soit être dépourvues de signification.

Dans le cas le plus général de matériel plutonique, quand l'anatexie n'est pas atteinte, les isochrones obtenues correspondent à l'âge de mise en place : les systèmes de roches totales sont restés clos (figure 1). Quand le métamorphisme atteint l'anatexie, les granites formés vont dater le paroxysme de cet épisode, l'âge obtenu correspond à ce phénomène (figure 1).

Dans le cas de roches granitiques alcalines à hyperalcalines, ou de roche d'origine rhyolitique, les âges obtenus par isochrones de roches totales sur ces métaplutonites sont difficile à interpréter. En effet dans ces roches à haut rapport Rb/Sr, la diffusion du Sr radiogénique est facilitée et souvent les âges obtenus sont intermédiaires entre celui de la mise en place

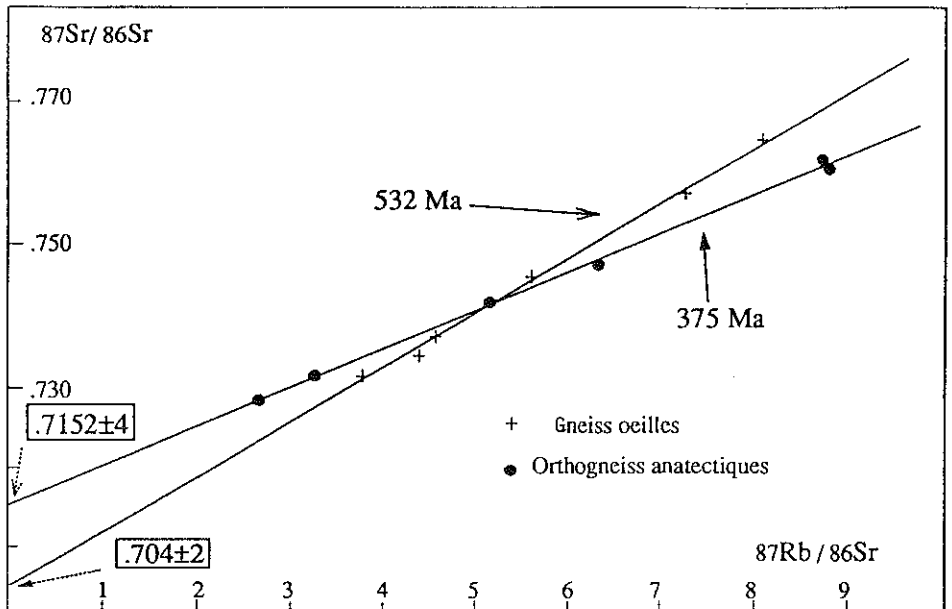


Figure 1 : Le système Rb-Sr et le métamorphisme dans les roches orthodérivées (Duthou 1977).

(obtenu par une autre méthode, par exemple par U/Pb sur zircon) et celui du métamorphisme.

Exemple : Dans l'Ouest du Massif Central français l'orthogneiss de Meuzac a été étudié par la méthode Rb/Sr sur roches totales et par la méthode U/Pb sur zircons.

Cet orthogneiss correspond vraisemblablement à une ancienne rhyolite. Duthou (1977) a obtenu un alignement dans le diagramme isochrone Rb-Sr de 7 roches totales. Cet auteur a interprété l'âge obtenu de 448 ± 9 Ma comme celui de la mise en place. Lafon (1986) a obtenu dans un diagramme Concordia, un intercept supérieur, à partir de 6 fractions de zircons, qui correspond à un âge de 495 Ma et est interprété comme l'âge de mise en place. L'âge U/Pb est donc plus ancien que celui obtenu par la méthode Rb/Sr. Ce dernier ne doit pas être considéré comme datant la mise en place du pluton, de nombreux exemples de ce type de discordance existent dans la littérature. L'âge de 495 Ma est en accord avec ceux obtenus sur d'autres massifs d'orthogneiss du Limousin. L'âge du métamorphisme étant connu par ailleurs (vers 370 - 380 Ma), l'âge obtenu par isochrone Rb/Sr est donc sans signification géologique.

II - Les âges sur minéraux et le métamorphisme général dans les roches orthodérivées.

Il est admis que lors du métamorphisme, l'accroissement de la

température a des effets importants sur les systèmes isotopiques des minéraux.

- Système Rb-Sr. Lors d'un événement thermique, il y a migration du strontium radiogénique entre les constituants minéraux de la roche. Ainsi les micas riches en Rb et pauvres en Sr vont facilement perdre le Sr radiogénique qui va être piégé par des minéraux pauvres en Rb et riches en Sr (plagioclases, apatite par exemple). Cette diffusion du Sr va cesser lorsque tous les minéraux seront à l'équilibre isotopique (ils auront tous le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Cette diffusion se réalisant à l'échelle millimétrique ou centrimétrique, la roche totale ne sera pas affectée et continuera à évoluer en système clos.

Graphiquement, il y a basculement de l'isochrone minéraux autour de la roche totale correspondante et la pente devient nulle. Puis quand l'événement thermique est terminé, les minéraux et la roche évoluent en système clos. La figure 2 ci-dessous résume ce processus.

Cette figure montre l'effet d'un rééquilibrage isotopique sur un ensemble de 3 roches totales comagmatiques (RT1, RT2, RT3) et de 3 minéraux de la roche RT2 : la biotite (B2) le feldspath potassique (FK2) et l'apatite (A2).

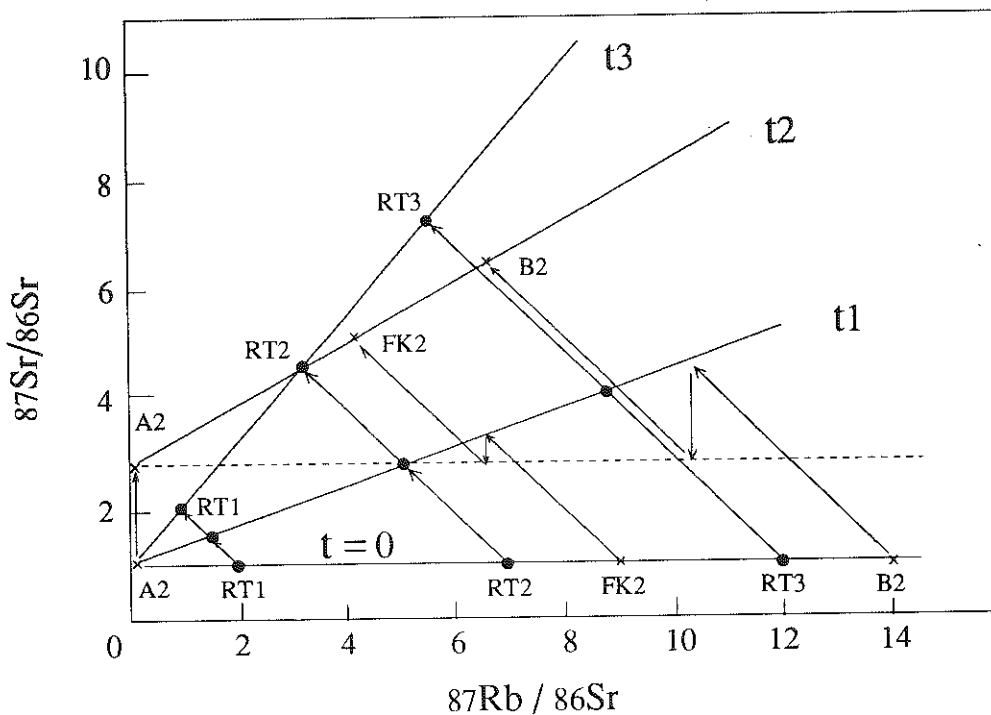


Figure 2 : Evolution du strontium de trois roches totales ignées comagmatiques (Rt1, Rt2, Rt3) et des minéraux (A2, FK2, B2) de Rt2 après un métamorphisme T1 (voir texte).

Au temps initial, $t = 0$, lors de la cristallisation du magma, les roches totales et minéraux associés possèdent le même rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: tous sont alignés selon une droite de pente zéro. Ces ensembles évoluent en système clos et se déplacent selon une trajectoire de pente -1 jusqu'à t_1 . Un événement métamorphique intervient alors : il y a rééquilibrage isotopique. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la biotite B2 et du feldspath FK2 diminuent alors que celui de l'apatite A2 augmente, jusqu'à ce que tous ces minéraux soient en équilibre avec la roche totale correspondante RT2. Tous possèdent alors le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et ils s'alignent selon une droite horizontale (en pointillé) A2, RT2, FK2, B2, à la fin de l'épisode thermique. Puis ces minéraux et la roche totale recommencent à évoluer, et au moment de la mesure, ils sont alignés selon une isochrone t_2 dont l'âge donne le temps écoulé depuis la réhomogénéisation isotopique, donc depuis l'âge de cet événement.

Les roches totales qui sont restées en système clos depuis $t = 0$ déterminent une isochrone t_3 dont l'âge correspond à celui de la cristallisation de cet ensemble comagmatique.

Donc dans ces cas, l'isochrone sur roches totales correspond à l'âge de mise en place (les observations du paragraphe précédent étant prises en compte) du protolithe, et l'âge obtenu par isochrone de minéraux correspond à l'événement thermique perturbateur qui est en général lié à un épisode métamorphique. Le rapport isotopique initial du Sr obtenu à partir de l'isochrone de roches totales est significatif, il correspond à celui du magma initial, par contre, celui obtenu à partir de l'isochrone de minéraux n'a aucune signification puisqu'il dépend du rapport Rb/Sr de la roche totale correspondante.

Un exemple du comportement de ce système Rb/Sr sur minéraux est celui des Baltimore gneiss (Faure et Powell 1972).

- Système U-Pb sur zircons dans les roches orthodérivées. Très souvent, dans le diagramme Concordia, les points représentatifs des zircons ne s'inscrivent pas sur cette courbe. Ils déterminent dans les cas simples une droite Discordia qui recoupe la Concordia en deux points (un point haut et un point bas) ou s'alignent selon une courbe de diffusion qui recoupe la Concordia en un seul point haut. Dans ces deux cas de figure, les zircons ont perdu du plomb, soit lors d'une perte épisodique (Discordia) soit lors d'un phénomène de diffusion continue.

Dans le cas simple de perte épisodique, l'âge supérieur est souvent interprété comme celui de la cristallisation des zircons, donc celui de la roche. Le point bas correspond à l'âge de la perte épisodique de plomb, celui-ci se révèle très souvent correspondre au métamorphisme responsable de cette perte épisodique.

La figure 3 illustre cette interprétation pour des roches métainéées et basiques.

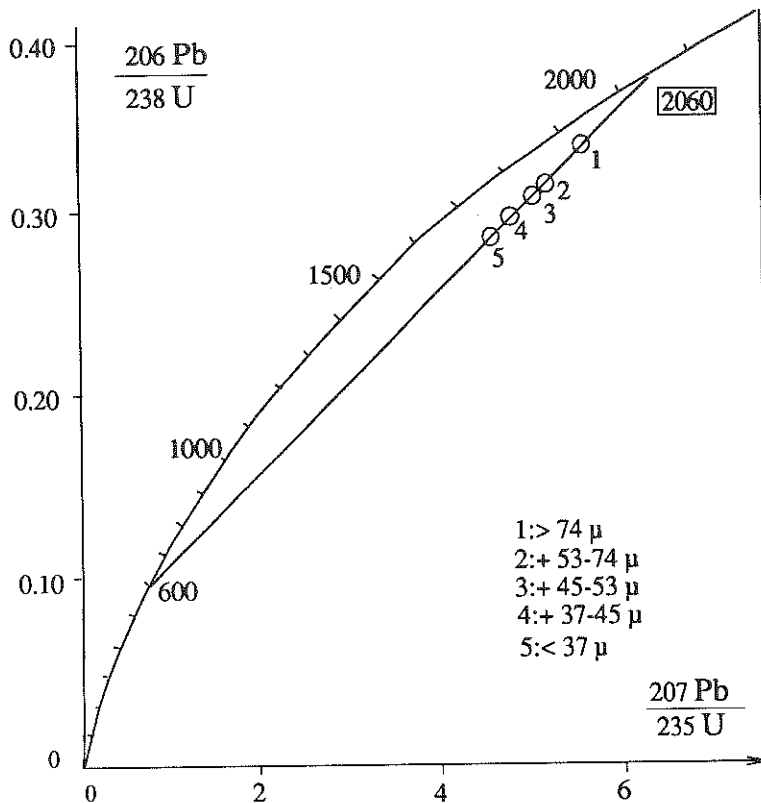


Figure 3 : Cas simple de perte épisodique de plomb. Exemple des gneiss d'Icart (Calvez 1976).

III - Les minéraux et le métamorphisme de contact

La mise en place d'un pluton dans des roches plus anciennes s'accompagne d'un flux thermique qui rajeunit les minéraux.

L'exemple de l'intrusion du massif granitique tertiaire (54 Ma) de l'Eldora dans les gneiss de la formation d'Idaho Spring (1 600 Ma) dans le Colorado illustre ce comportement (figure 4)

- tous les minéraux de l'encaissant sont rajeunis au contact du granite et présentent des âges apparents de plus en plus anciens au fur et à mesure que l'on s'éloigne du contact,

- certains âges sont sans signification ; ils sont intermédiaires entre l'âge réel de l'encaissant et l'âge du réchauffement induit par le pluton intrusif. Ces âges ne peuvent donc être utilisés pour dater les formations, seuls ceux obtenus au niveau du contact ou très éloignés de celui-ci ont une signification chronométrique.

- les âges des minéraux sont différents pour une même distance du contact ; ainsi à 1 000 pieds de ce dernier l'âge K/Ar de la hornblende est de 1 200 Ma alors que celui de la biotite est de 800 Ma en Rb-Sr et de 400 en K-Ar.

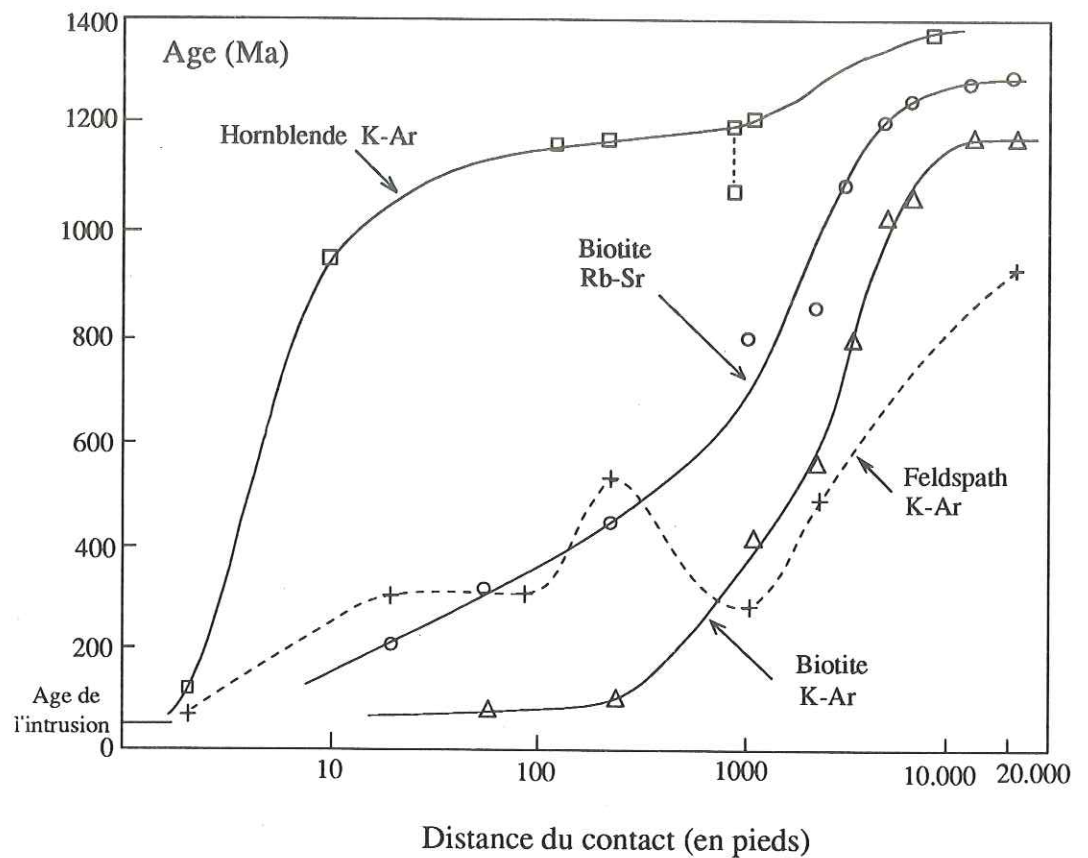


Figure 4 : Variation des âges des minéraux en fonction de la distance de l'intrusion. Exemple de l'intrusion de l'Eldora Stock dans la formation d'Idaho Spring (Colorado) d'après Hart et al (1968).

Ces âges rajeunis peuvent être expliqués par une perte par diffusion de l'élément radiogénique (argon, strontium). Ces rajeunissements sont dus au fait qu'un minéral donné ne retient pas l'élément radiogénique au-dessus d'une certaine température, et cet élément diffuse aussi vite qu'il est formé par la désintégration naturelle. Lors du refroidissement, quand cette température est franchie, l'élément radiogénique s'accumule, sans pertes et l'horloge radiométrique démarre. Ce seuil de température, la température de blocage (ou de fermeture, ou de rétention) est caractéristique de l'isotope et du minéral.

Les âges obtenus par les méthodes Rb/Sr et K/Ar sur minéraux

correspondent donc au franchissement de ce seuil de température ; ils datent le refroidissement qui débute au dessous de celle-ci.

Les études diverses réalisées sur ce problème permettent de proposer les températures suivantes :

- méthode K/Ar : (in Montigny 1985)	amphiboles	$530 \pm 40^\circ \text{C}$
	biotites	$300 \pm 50^\circ \text{C}$
		$280 \pm 40^\circ \text{C}$
	muscovites	$350 \pm 50^\circ \text{C}$
	microcline	$150 \pm 30^\circ \text{C}$
		$132 \pm 13^\circ \text{C}$
- méthode Rb/Sr (in Jager 1979)	biotites environ	$350 \pm 50^\circ \text{C}$
	muscovites	$500 \pm 50^\circ \text{C}$

Les zircons de l'encaissant près de la zone de contact du pluton de l'Eldora ont également été étudiés. On constate (figure 5) qu'ils sont d'autant plus discordants qu'ils sont proches du contact ; mais ils s'alignent selon une Discordia.

Celle-ci recoupe la courbe Concordia en deux points : un point haut à 1 600 Ma et un point bas à 60 Ma. L'âge de 1 600 Ma correspond à celui des gneiss de l'encaissant et celui de 60 Ma à l'âge de la perturbation du système U/Pb, dans notre cas celui du métamorphisme de contact induit par l'intrusion du pluton de l'Eldora.

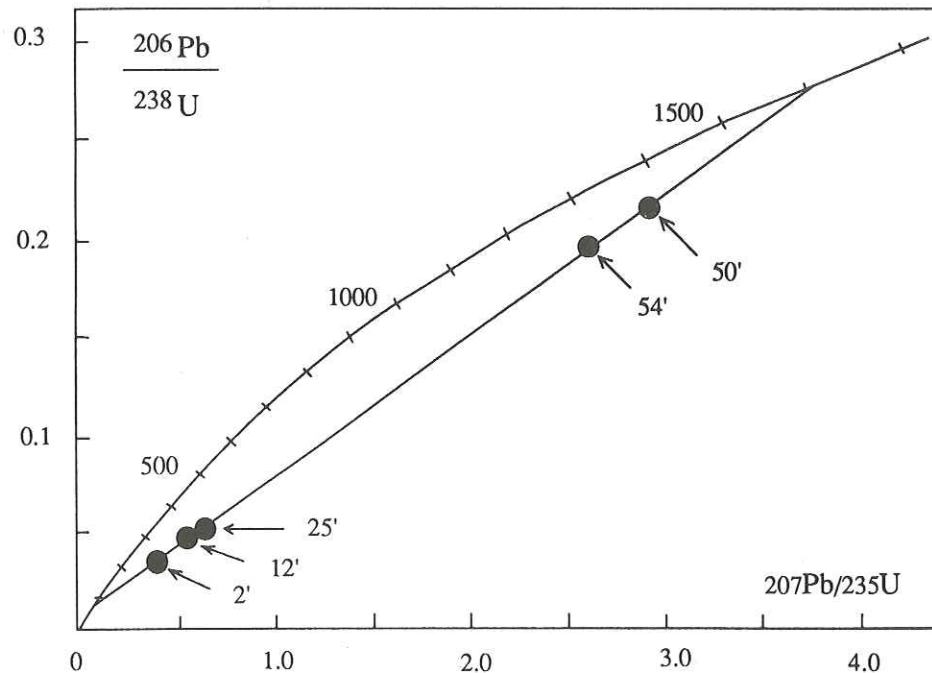


Figure 5 : Diagramme Concordia pour les zircons situés dans la zone du métamorphisme de contact de l'Eldora Stock. D'après Hart et al (1968) simplifié.

Orientations bibliographiques

- BERNARD-GRIFFITHS J. (1985) La méthode de datation Rubidium Strontium. In. Méthodes de Datation par les phénomènes nucléaires naturels, applications. E. Roth, B. Poty ed. Coll. CEA. Masson : 79-100.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977) Radiometric évidence for an acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central. Contrib. Minral. Petrol., 61 : 199-212.
- CALVEZ J.Y. (1976) Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif Armoricain). Thèse, Univ. Rennes, 74 pages + Bibliographie.
- DUTHOU J.L. (1977) Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoides d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central français). Ann. Scientif. Univ. Clermont II, 63, 294 p.
- FAURE G. (1986) Principles of Isotope Geology. John Wiley, 589 p.
- FAURE G., POWELL J.L. (1972) Strontium isotope geology. Springer Verlag, 188 p.
- HART S.R., DAVIS G.L., STEIGER R.N., TILTON G.R. (1968) A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. In. Radiometric dating for geologist, E.I Hamilton, R.M Fraguhar ed. John Wiley : 73-110.
- JÄGER E. (1979) The Rb-Sr method. In Lectures in Isotope geology. E. Jäger, J.C ; Hunziker ed. Springer Verlag : 13-29.
- LAFON J.M. (1986) Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse Univ. Montpellier (USTL) 152 p.
- MONTIGNY R. (1985) Méthode classique Potassium-Argon. In. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels, application. E. Roth, B. Poty ed. Collection CEA, Masson : 311-338.
- PEUCAT J.J., VIDAL Ph, GODARD G., POSTAIRE B. (1982) Précambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European Hercynian belt ? Earth. Plan. Sci. Lett. 60 : 70-78.

Chapitre VI

La chaîne hercynienne en Europe : chronologie

par Jean Louis DUTHOU

La chaîne hercynienne d'Europe a fait et fait toujours l'objet de nombreuses études qui montrent sa complexité et ses particularités (en particulier sa largeur et la présence de nombreux granitoïdes). En dépit de ces travaux détaillés, sa connaissance est toujours incomplète. Parmi les approches modernes, la géochimie isotopique grâce à son double aspect de chronomètre et de traceur apporte une contribution importante. D'une façon générale, les résultats chronologiques (datation) permettent de préciser l'âge des principales étapes de l'évolution de ce segment de la lithosphère, et les résultats géochimiques vont caractériser les sites géotectoniques. Associés aux résultats de la géologie structurale et de géophysique, un modèle géodynamique de l'évolution de la chaîne hercynienne en terme de tectonique des plaques peut être proposé. En effet l'ouverture et la fermeture de domaines océaniques ont dominé une évolution de l'Europe moyenne pendant le Paléozoïque.

Cette reconstitution de la croissance crustale de la chaîne hercynienne d'Europe est donc principalement argumentée par la géochimie isotopique et la géochronologie, mais elle est encore incomplète et quelquefois hypothétique.

1 - L'histoire Prévarisque : le Précambrien

En dehors du domaine Nord Armoricaïn et des marges du golfe de Gascogne, les témoins directs de formations très anciennes (Protérozoïque moyen ou plus vieux) sont, dans l'état actuel des connaissances géochronologiques absents de la zone mobile médio européenne. Par contre de nombreux arguments favorisent l'édification d'un domaine crustal au cours du Protérozoïque supérieur.

Les reliques d'une croûte précambrienne ont été mise en évidence, à partir d'arguments géologiques et isotopiques en Normandie (Pentévrien) et dans le domaine Nord Armoricaïn. Ces formations métasédimentaires, métavolcaniques de degré moyen et les orthogneiss intrusif sont datés vers 2 000 - 1 800 Ma (Calvez et Vidal 1978, Auvray et al. 1980, Vlidal et al. 1981). Des granulites, obtenus par dragage, sur les marges continentales du golfe de Gascogne accusent des âges de 1 900 à 2 700 Ma (Guerrot et al. 1989).

Ces dernières formations ne semblent pas avoir été impliquées dans l'orogénèse hercynienne puisque les âges Rb/Sr obtenus sur les minéraux sont de 1 400 - 1 600 Ma pour les biotites.

Certains auteurs ont proposés des âges archéens pour la croûte continentale d'Europe dans son ensemble à partir de l'étude de la composition isotopique du plomb de plutons granitiques varisques (Michard-Vitrac et al. 1981) ou de l'étude à la microsonde ionique de zircons détritiques de formations métasédimentaires du Précambrien supérieur et du Paléozoïque inférieur, dont les coeurs hérités accusent des âges jusqu'à 3 800 Ma (Gebauer et al. 1989). Dans ces 2 cas on peut penser que ces

âges peuvent également être interprétés en termes de mélange et héritage de zircons transportés et recyclés.

Il y a quelques années, le domaine Centre européen, et plus spécialement les zones internes de haut grade métamorphique (la zone Moldanubienne) étaient attribuées soit au Précambrien soit au Protérozoïque moyen. Cependant les âges radiométriques sont tous Paléozoïque aussi bien pour la mise en place des protolithes que pour le métamorphisme. Certains âges U/Pb (intercept supérieur) ont été interprétés comme représentatifs d'un socle Précambrien, mais la mise en évidence de contamination crustale permet actuellement, mis à part Gebauer et al (1987), d'interpréter ces résultats comme liés à la présence de composants crustaux hérités (Paquette 1987).

Excepté les âges d'environ 1 000 Ma, dont la signification est ambiguë (isochrones Sm/Nd sur roches totales) obtenus par Stille et Tatsumoto (1985) sur des amphibolites des Alpes pennines, aucun âge fiable n'est obtenu dans la fourchette 1800 - 1700 Ma environ (Protérozoïque moyen) pour des événements magmatiques. Seuls les âges modèles Sm/Nd obtenus soit sur des métasédiments, des orthogneiss et des granites dont les âges s'échelonnent depuis la fin du Protérozoïque jusqu'à l'Hercynien (pour les granites), soit sur des témoins de la croûte inférieure, (réf. in Pin 1991) sont représentatifs de cette période, avec un pic vers 1 500 Ma. L'absence de roches méta-ignées de cet âge montre que vraisemblablement ces âges ne correspondent pas à la formation d'une croûte à cette époque (Peucat et al. 1988) mais peuvent être interprétés en terme de mélanges entre des termes magmatiques et sédimentaires (Pin 1989). Cette hypothèse semble confirmée par les résultats de Gebauer et al. (1989) où aucun âge de néoformation de zircons n'est mis en évidence aux environs de 1 500 Ma pendant environ 500 Ma. On peut conclure que l'histoire Antecambrienne, Protérozoïque inférieur et moyen, est encore mal connue et que les interprétations des âges obtenus, permettent selon les auteurs d'y voir la présence importante d'une vieille croûte ou des quelques rares reliques.

Par contre, une croissance crustale majeure est bien mise en évidence lors du Protérozoïque supérieur. Pendant cette période la mise en place de volcanites calco-alcalines et tholéitiques et de roches intrusives est datée entre 700 et 800 Ma dans le SW de l'Angleterre et dans le N du Massif Armoricaïn (Thorpe et al. 1984). Ces formations associées à des sédiments se retrouvent en Bohême Centrale et dans le Sud de l'Espagne. Elles correspondent au Briovérien (Bretagne) et l' Algonkien (Bohême). Des granitoides (Graviou et al. 1989, Van Breemen et al. 1982) ainsi que des orthogneiss calco-alcalins (Vitrac-Michard et Allègre 1985, Pin et Lancelot 1978, Duthou et al. 1984) sont datés entre 580 et 540 Ma environ.

Par comparaison avec l'évolution panafricaine, cette croissance crustale semble s'être réalisée par ouverture et fermeture de bassins marginaux et accréation d'arcs insulaires avec incorporations de quelques fragments cratoniques (Thorpe et al. 1984).

II - Le Cambrien supérieur - L'Ordovicien inférieur

Cette période (500-480 Ma) témoigne d'un régime en extension avec ouverture de domaines océaniques, comme le montrent

- l'abondance d'un volcanisme bi-modal (tholéiitique et calco-alcalin) daté entre 500 et 480 Ma (Priem et al. 1970, Duthou et al. 1981, Kuijper et al. 1982, Pin et Lancelot 1982, Paquette et al. 1984). Cet ensemble catazonal, le groupe leptyno amphibolique (revue in Santallier et al. 1988) est présent dans toute la zone interne de la chaîne. La signification géodynamique de ces formations est controversée. Un contexte d'arc ou d'arrière arc (Giraud et al. 1985, Piboule et Briand 1985, Bodinier et al. 1988, Briand et al. 1988) a été proposé. Les caractéristiques géochimiques, à tendances calco-alcaline, et isotopiques seraient dues à une contamination crustale (Pin 1990) et un contexte de paléo marge passive, créé au Cambro-ordovicien, a été proposé (Pin et Vielzeuf 1988). Ce contexte permet de mieux rendre compte de l'évolution ultérieure de haute pression enregistrée par ces formations.

- l'existence de rares complexes basiques et ultrabasiques qui sont datés entre 500 et 480 Ma (Gebauer et Grunefelder 1979, El Ageed et al. 1980, Söllner et al. 1981, Bodinier et al. 1981, Müller Sohnies et al. 1987, Pin et Carme 1987, Menot et al. 1988). Caractérisées par des affinités géochimiques et isotopiques avec les basaltes océaniques, ces formations représentent des suites ophiolitiques plus ou moins démembrées (revue dans Pin 1990).

III - Le Silurien

Cette époque est caractérisée par un épisode métamorphique de haute pression et haute température (éclogites et granulites) caractéristique des zones internes de l'orogénèse (Pin et Vielzeuf 1983). Ce métamorphisme de haute pression est daté entre 440 et 400 Ma sur toute l'étendue de la chaîne (N Massif Bohémien, Galice, Bretagne méridionale, Massif Central) (Gebauer et Grunefelder 1979, Peucat et al. 1982, Pin et Lancelot 1982, Ducrot et al. 1987, Müller Sohnies et al. 1987, Paquette et al. 1987, Quadri et Gebauer 1988).

Ce métamorphisme de haute pression (12 à 20 kb, synthèse dans Pin et Vielzeuf 1983 et 1988) a été principalement enregistré par les formations du groupe leptyno amphibolique.

Ces paragenèses de haute pression peuvent être interprétées comme acquises durant un stade de subduction intracontinentale associé à une collision continentale avec épaissement crustal. Un continuum tectono métamorphique depuis ce stade de HP jusqu'à l'évolution intracontinentale avait été envisagé (Pin et Vielzeuf 1983). Mais actuellement pour ces auteurs (1988), ces très hautes pressions ne peuvent être obtenues que dans un modèle de subduction de croûte continentale ou de nature intermédiaire amorcé par une subduction intra-océanique préalable. Ce modèle permet d'expliquer que les groupes leptyno amphibolitiques, segments de croûte continentale amincis et lestés par des injections basiques pendant la période distensive cambro-ordovicienne aient pu être entraînés à des profondeurs mantelliques.

On ne peut cependant totalement exclure que des subductions intra océaniques aient été amorcées dès le cambro-ordovicien.

Ce modèle n'entraîne pas la formation de reliefs importants ni de sédiments clastiques, comme cela est admis (Schmidt 1976) mais suppose l'existence à cette époque de nappes ophiolitiques soumises à l'érosion dont la présence de chromite (Kornprobst 1976, Press 1986) dans des sédiments clastiques d'âge Protérozoïque moyen seraient les témoins (Pin et Vielzeuf 1988).

Cette conception permet également d'expliquer que certaines ophiolites aient été préservées par un processus d'obduction (Chamrousse). Celles-ci, contrairement aux formations du groupe leptyno amphibolique, ne présentent aucune empreinte métamorphique de HP, mais sont en général décrites comme appartenant au faciès schiste vert à amphibolite profond (Arenas et al 1986, Menot 1987, Balleve et al 1990).

La présence limitée de schistes bleus de basse température dont le métamorphisme HP-BT est daté vers 420-400 Ma à l'île de Groix (Peucat 1986) est également compatible avec cette hypothèse.

Ces observations suggèrent que subduction et obduction sont l'expression d'un même événement silurien.

La polarité de ces subductions précoces est difficile à déterminer (Pin 1989). Cependant quelques arguments indirects permettent d'envisager une subduction vers le Sud dans la branche sud, et vers le Nord dans le Massif de Bohême.

IV - Le Dévonien

Une nouvelle période d'extension débute en Europe centrale et principalement dans la partie nord, zone Rhéno Hercynienne et Saxo Thuringienne (Perekalina 1981), ainsi que dans les Alpes du sud et est (Vai et Cocozza 1986, Heinisch et al 1987). Elle est caractérisée par un volcanisme bi modal de type intraplaque (Floyd 1982, 1984).

Cependant des metabasites montrant des affinités de MORB N ont été mis en évidence dans la nappe de Giesen (Wedepohl et al 1983), en Cornouaille (Floyd 1984) et dans le centre du Massif Armoricaire (Cabanis et al 1982). L'extension a pu aboutir à la formation d'une proto croûte. Ces rares ophiolites sont datées à 375 Ma dans le Lizard (Davies 1984) et à 353 Ma et 359 Ma dans les Sudètes polonaises (Pin et al. 1988).

D'autres preuves de ce matériel océanique se situent dans le Sud de l'Espagne : ophiolite de Varas Guadalbarbo (Crousilles et al. 1976) ainsi que dans les Vosges où des serpentinites et des métagabbros ont les caractéristiques de N MORB (Pin et Carme 1988). De même certains métagabbros et metabasites ayant des affinités ophiolitiques ont été décrits en Thuringe (Krämer et Rossler 1981) dans le Harz (Schwab et Mathe 1981) et le Münchberg (Behr et al. 1982). Pour certains auteurs ces

ophiolites ont pu se former en régime transcurrent dans des bassins de type pull-apart, comme dans le Lizard (Barnes et Andrews 1986, Robert et al. 1986).

D'autres ophiolites sont connues à Beja au Portugal (Andrade 1977) ainsi qu'à l'autre extrémité de la chaîne en Moravie tchécoslovaque (Misar 1984). Elles sont rattachées à un contexte géodynamique d'arc, arrière arc, à titre hypothétique (Pin 1990). Une situation géodynamique semblable peut être envisagée pour les séries volcaniques bimodales de la Brevenne Beaujolais (Sider et al. 1986) dans le N.E. du Massif Central, ou dans les Vosges du sud (Schneider 1990).

A la même époque (fin Devonien, eo Carbonifère), un volcanisme calco alcalin de faible volume et un magmatisme gabbro dioritique se mettent en place dans le Harz (Anderson 1975), le nord des Vosges (Rasamimanana et Bebieu 1985, Rizki et Baroz 1988) et dans la partie nord et nord ouest du Massif Central (Bebien et al. 1980, Leistel et Bebieu 1982, Pinet al. 1982, Bernard Griffiths et al. 1985, Pin 1989). Cet épisode a été relié à une hypothétique zone de subduction dont la position est discutée (Anderson 1975, Franke 1989, Pin 1990).

V - Le Carbonifère inférieur

Cette période correspond à l'étape collisionnelle continentale suite à la fermeture des zones océanisées au Cambro-Ordovicien et au Devonien. Elle se réalise par de grands charriages intra crustaux avec mise en place de nappes (Matte et Burg 1981, Behr et al. 1982, Matte 1986) et une sédimentation synorogénique. L'aspect bivergent de la chaîne (Matte 1986) est du à la propagation des déformations de part et d'autre des zones de sutures, vers le Nord dans la branche nord (Reno Hercynien et Saxo Thuringien) et vers le Sud dans la branche sud (Sud du Massif Armoricaire, du Massif Bohémien, Massif Central).

Le charriage des unités profondes est accompagné par une évolution rétrograde des conditions métamorphiques dans les zones internes, alors que dans les unités sous jacentes externes se développe un métamorphisme prograde.

Cette collision continentale, probablement diachronique a commencé vers 350-360 Ma. Dans la branche nord, des copeaux de socle du Munchberg (\approx 400 Ma) sont impliqués dans cette tectonique de nappe (Behr et al. 1984). Dans la branche sud, la structuration en nappes profondes est accompagnée d'un métamorphisme de type amphibolite, localement inverse (Burg et al 1984) vers 340-350 Ma dans l'est du Massif Central (Pin et Lancelot 1982) et dans les unités moldanubiennes du Massif de Bohême (Van Breemen et al 1982), atteignant le faciès granulite (Aftalion et al 1989). En Limousin la mise en place des nappes serait légèrement antérieure et proche de 375 Ma (Bernard Griffiths et al 1975, Duthou 1977, Lafon 1986).

Cette étape est accompagnée ou suivie de processus anatectiques

avec fusion de la croûte continentale ; les premiers granitoïdes se mettent en place vers 350-360 Ma.

VI - Le Carbonifère moyen à supérieur

Les déformations se propagent depuis les zones de sutures vers les zones les plus externes de la chaîne et on passe de nappes et plis couchés synmétamorphes jusqu'à des déformations superficielles associées à des décollements.

Dans la zone Rheno Hercynienne et sud Portugaise, les chevauchements plats se produisent dans un climat métamorphique épizonal (Behret al; 1984) et la structuration est progressivement acquise entre 340 et 310 Ma (Ahrendt et al; 1983, Kramm et al. 1985, Silva et al. 1990).

Dans la branche sud, nord ouest de la Péninsule Ibérique, et sud du Massif Central, la structuration en nappes et plis couchés se produit vers 330 Ma et les bassins les plus externes sont déformés dans des conditions épizonales avant le Stéphanien (Arthaud 1970, Julivert et al. 1980, Echtler 1990).

L'important épisode de fusion crustale donne naissance aux nombreux granitoïdes caractéristiques de cette chaîne.

VII - Le Carbonifère supérieur - Permien inférieur

Cette époque correspond à la surrection et à la dislocation de la chaîne, grâce à de nombreux cisaillements ductiles décrochants (Arthaud et Matte 1977). Ces mouvements ont modifié l'allure générale initiale de la chaîne. Les derniers mouvements décrochants de caractère ductile s'effectuent vers 320-300 Ma avant de devenir progressivement cassants. De nombreux granites tardi à post orogéniques scellent la fin de ces déformations intracontinentales (par ex Duthou et al 1984) entre 330 et 290 Ma environ.

En même temps la croûte inférieure est affectée par un épisode métamorphique de caractère granulitique de pression intermédiaire (Pin et Vielzeuf 1983) dont témoignent les xenolithes remontés par les volcans néogènes et les écaïlles de cette croûte inférieure remontés par les événements alpins. Ces granulites fournissent des âges de l'ordre de 310 Ma dans les Pyrénées (Postaire 1983, Respaut et Lancelot 1983, Delaperrière 1990) et de 300-290 Ma dans la zone d'Ivrée (Köpel 1974, Pin 1986, 1990) et en Calabre du Sud (Shenk 1980). Ce métamorphisme serait le résultat d'un apport de chaleur d'origine mantellique, post collisionnel (Pin et Vielzeuf 1983, Vielzeuf et Pin 1989). Cet événement thermique tardif est confirmé par la mise en place profonde d'intrusions basiques de cet âge (Pin 1986) et de granitoïdes superficiels. Suite à la collision, des cisaillements ductiles à caractère extensif font suite aux épisodes compressifs et traduisent un amincissement crustal (Malavielle et al. 1990). Un métamorphisme de basse pression, haute température datés en divers

endroits de la chaîne entre 320 et 290 Ma (ex Malavielle et al. 1990, Maluski et al. 1990) est localement associés à ces déformations extensives.

Comme l'épisode graulitique de la croûte inférieure est contemporain des processus d'extension dans la croûte supérieure, ces deux phénomènes pourraient être l'expression d'un même événement tardi orogénique correspondant à l'extension généralisée et à la relaxation thermique de la croûte épaissie (Costa 1990).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AFTALION M., BOWES DR., VRANA S. (1989) - Early carboniferous U-Pb zircons age for garnetiferous, perpotassic granulites, Blansky. Les Massifs, Czechoslovakia. N. Jahrb. Mineral Monat. H4 : 145-152.
- AHRENDT H., CLAUER N., HUNZIKER J.C. et WEBER K. (1983) - Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. In : Intracontinental fold belts, Springer, Berlin : 323-338.
- ANDERSON T.A. (1975) - Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. Geol. Soc. Am. Bull. : 77-82.
- ANDRADE A.A.S. (1977) - The Beja ophiolitic complex in southern Portugal : a preliminary description. Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra (Portugal) 84 : 49-57.
- ARENAS R., GIL-IBARGUCHI J.I., GONZALES-LODEIRO F., KLEIN E., MARTINEZ-CATALAN J.R., ORTEGA GIRONES E., DE PABLO-MACIA J.G. et PEINADO M. (1986) - Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. Hercynica, 2 : 87-110.
- ARTHAUD F. (1970) - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse d'Etat, Université Montpellier, France : 175 p.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977) - Late Palaeozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa : result of right lateral shear zone between Appalachians and Ural. Geol. Soc. Am. Bull., 88 : 1305-1320.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord armoricain (France) : âge et signification. Can. J. Earth Sci ; 17 : 532-538.
- BALLEVRE M., MARCHAND J., GODARD G., GOJJOU J.C. et WINS R. (1990) - Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. In : Pre-Mesozoic Terranes in France and related areas (Massif Central), Springer Verlag, sous presse.

- BARNES R.P. et ANDREWS J.R. (1986) - Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in South Cornwall. *J. Geol. Soc. London*, 143 : 117-124.
- BEBIEN J., CAGNY C. et ROCCI G. (1980) - La place du volcanisme dévonodinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. In : *Coll. Int. Geol. Soc. Geol. Nord et B.R.G.M.* : 213-225.
- BEHR J., ENGEL W., FRANKE W. (1982) - Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxo-Thuringian zone (northeast Bavaria, West Germany) *Am. J. Sci* 282 : 1438-1470.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. (1984) - The variscan belt in central Europe main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics* 109 : 15-40.
- BERNARD-GRIFFITHS J. et CORNICHE J. (1985) - Origin of eclogites from South Brittany (France) : a Sm-Nd isotopic and R.E.E. study. *Chemical Geology*, 52 : 185-201.
- BERNARD-GRIFFITHS J. et JAHN B.M. (1981) - REE geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central, France, *Lithos*, 14 : 263-274.
- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. et PIBOULE M. (1985) - La ligne tonalitique limousine (Massif Central français) : âges U-Pb sur zircons et implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4 : 523-529.
- BODINIER J.L. et BURG J.P. (1981) - Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. B.R.G.M.*, I, 4 : 315-339.
- BODINIER J.L., BURG J.P., LEYRELOUP A. et VIDAL H. (1988). Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif Central). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV : 21-23.
- BRIAND B., PIBOULE M. et BOUCHARDON J.L. (1988). Diversité géochimique des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central). Origine et implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 3 : 489-498.
- BRUG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. et MATTE P. (1984). Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt : an example in the French Massif Central. In : *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, Blackwell Sc. Publ. : 47-61.
- CALVEZ Y. et VIDAL P. (1978) - Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. *Contrib. Mineral Petrol.*, 65 : 395-399.

- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. et TREUIL M. (1982) - Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne Centre-Ouest. Bull. B.R.G.M., 2 : 47-61.
- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central français. Une étude géochronologique par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar . Thèse Université Montpellier II. 441 p.
- CROUSILLES M., DIXSAUT C., HENRY B., TAMARIN G. (1976) - L'alignement basique-ultrabasique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue - Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, serie D, 283 : 1141-1143.
- DAVIES G.R. (1984) - Isotopic evolution of the Lizard Complex. J. Geol. Soc. London, 141 : 3-14.
- DELAVERRIERE E. (1990) - Géochronologie absolue de granitoïdes des Pyrénées ariégeoises et orientales. Age du socle et des événements tectono-métamorphiques varisques. Thèse Doctorat, Univers. Montpellier, France : 158 p.
- DUCROT J., LANCELOT J.R. et MARCHAND J. (1983) - Datation U-Pb sur zircons de l'éclogites de la Borie (Haut Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. Earth Planet. Sci. Lett., 62, 385-394.
- DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord du Limousin (Massif Central français). Ann. Sci., Université Clermont-Ferrand, 63 : 294 p.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J. et VIALETTE Y. (1984) - Palaeozoic granitoïds from the french Massif Central : Age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. Physics of the Earth and Planet. Inter., 35 : 131-144.
- DUTHOU J.L., PIBOULE M., GAY M. et DUFOUR E. (1981) - Datations radiométriques Rb-Sr sur les ortho-granulites des Monts du Lyonnais (Massif Central français). C.R. Acad. Sci Paris, 292 : 749-752.
- ECHTLER H. (1990) - Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, southern Massif Central). Tectonophysics, 177 : 109-123.
- EL AGEED A., SAAGER R., STUMPFL E.F. (1980) - Pre-alpine ultramafic rocks in the eastern central Alps, Styria, Austria. In : Ophiolites, Panyioton. A, ed, Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus (1979). Cyprus Geol. Surv. Dept : 600-606.

- FLOYD P.A. (1982) - Chemical variations in Hercynian basalts relative to plate tectonics. *J. Geol. Soc. London*, 139 : 505-520.
- FLOYD P.A. (1984) - Chemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England. *J. Geol. soc. London*. 141 : 61-70.
- FRANKE W. (1989) - Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe : current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169 : 221-228.
- GEBAUER D. et GRÜNFELDER M. (1979) U/Pb Zircon and Rb/Sr mineral dating of eclogites and their country rocks : example : Münchberg gneiss Massif Northeast Bavaria. *Earth. Planet. Sci. Letter*, 42 : 35-44.
- GEBAUER D., WILLIAMS I.S., COMPSTON W. et GRÜNFELDER M. (1989). The development of the Central European continental crust since the early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.4 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics*, 157 : 81-96.
- GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C., DOSTAL J. (1985) - Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif Central). *Lithos* 17 : 203-214.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL Ph. (1989) - The Cadomian orogeny in the Northern Armorican massif : petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica IV* : 1-13.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., CAPDEVILLA R., DOSSO L. (1989) - Archean protoliths within early Proterozoic granulitic crust of the West Hercynian belt : Possible relics of the West African craton. *Geology*, 17 : 214-244.
- HEINISCH H., SPRENGER W., WEDDIGE K., (1987) - Devonian basaltic volcanism and turbiditic sediments from the East Alpine Paleozoic, Northern graywacke zone (Austria) ; implications for Paleozoic plate tectonics. *Terra Cognita*, 7 : 179.
- JULIVERT M., MARTINEZ F.J. et RIBEIRO A. (1980) - The Iberian segment of the European Hercynian Belt. In : 26ème C.G.I., Colloque C6, Paris, France, *Géologie de l'Europe*, BRGM : 132-158.
- KÖPPEL V. (1974) - Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units from the Ivrea and Ceneri Zones (S. Alps. Italy). *Contr. Mineral. Petrol.*, 43 : 55-70.
- KORNPROBST J. (1976) - Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain : arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 : 607-618.

- KRAMM U., BUHL D. et CHERNYSEV I.V. (1985) - Caledonian or variscan métamorphism in the Venn-Stevelot Massif, Ardennes. Arguments from a K-Ar and Rb-Sr study. N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 171, 1-3 : 339-349.
- KRAMER W., RÖSSLER H.J. (1981) - Variscan initialites of the Saxo-Thuringian zone in Eastern Thuringia and Vogtland in W. Kramer, CD Werner edit. Ophiolites and initialites of Northern border of the Bohemian massif. Guide book of excursions Acad. Sci. GDR and Polish Acad. Sci., 1 : 101-128.
- KUIJPER R.P., PRIEM H.N.A. et DEN TEX E. (1982) - Late Archaen-Early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Palaeozoic orogen of western Galicia., NW Spain. Precambrian Res., 19 : 1-29.
- LAFON J.M. (1986) - Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse Doctorat, Université Montpellier : 152 p.
- LEISTEL J.M. et BEBIEN J. (1982) - Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur-Viséen inférieur de la Montagne bourbonnaise (NE Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, 2, 294 : 985-988.
- MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M. et GARDIEN V. (1990) - Collapse of a thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper-Carboniferous basin. Tectonophysics, 177 : 139-149.
- MALUSKI H., COSTA S. et ECHTLER H. (1991) - Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the Montagne Noire, Southern Massif Central, France. Lithos, 26 : 287-304.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126 : 329-374.
- MATTE P. et BURG J.P. (1981) - Sutures thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe : plate tectonic implication. In : Thrust and nappe tectonics, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 8 : 353-357.
- MENOT R.P. (1987) - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledune (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-européenne. Thèse d'Etat, Université Lyon : 363 p.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D. et PIBOULE M. (1988) - 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the french Alps) : evidence of a Lower Paleozoic oceanisation. Earth Planet. Sci. Lett., 88 : 82-92.

- MISAR Z. (1984) - Ophiolites and related rocks of Czechoslovakia and their correlation. *Krystalinikum*, 17 : 7-11.
- MICHARD VITRAC A., ALBAREDE F., ALLEGRE C.J. (1981) - Lead isotopic composition of hercynian granite K feldspars constraints continental genesis. *Nature*, 291 : 460-464.
- MÜLLER-SOHNUS V., DRACH V., HORN P. et KÖHLER H. (1987) - Altersbestimmungen an der Müncherberger Gneismasse, NE Bayern. *N. Jahrb. Mineral.*, 156 : 175-206.
- PAQUETTE J.L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse, Université Rennes, France : 222 p.
- PAQUETTE J.L., BALE P., BALLEVRE M. et GEORGET Y. (1987) - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricain. *Bul. Mineral.*, 110 : 683-696.
- PAQUETTE J.L., MARCHAND J. et PEUCAT J.J. (1984) - Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale). Comparaisons des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXVI : 907-912.
- PEREKALINA T.V. (1981) - Variscan volcanism of central and western Europe. *Geol. Mijnbouw*, 60 : 17-21.
- PEUCAT J.J. (1986) - Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geol. Soc. Amer.*, 164 : 229-238.
- PEUCAT J.J., VIDAL Ph., GODARD G. et POSTAIRE B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from south Brittany (France) : an old oceanic crust in the west european Hercynian belt ? *Earth Planet. Sci. Let.*, 60 : 70-78.
- PIBOULE M. et BRIAND B. (1985) - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the French Massif Central : origin of the protoliths. *Chemical Geology*, 50 : 189-199.
- PIN C. (1986) - Datation U-Pb sur zircons à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia/ Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303 : 827-830.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse d'Etat, Clermont-Ferrand, France : 455 p.
- PIN C. (1990) - Variscan oceans. Ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177 : 215-227.

- PIN C. (1991) - Central-Western Europe. Major stages of development during Precambrian and Paleozoic times. In the West African orogens and circum-Atlantic correlatives, R.D. Dallmeyer, J.P. Lecorché edit. Springer, 295-306.
- PIN C. et CARME F. (1987) - A Sm-Nd isotope study of 500 Ma old crust in the Variscan belt of Western Europe : the Chamrouse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96 : 406-413.
- PIN C., CARME F. (1988) - Ecailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la "Ligne des Klippes", Vosges méridionales, France. *C. R. Acad. Sci. Paris série 2*, 306 : 217-222.
- PIN C., DUPUY C. et PETERLONGO J.M. (1982) - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIV, 4 : 669-679.
- PIN C. et LANCELOT J. (1978) - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XX, 2 : 203-208.
- PIN C. et LANCELOT J. (1982) - U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79 : 1-12.
- PIN C., MAJEROWICZ A. et WOJCIECHOWSKA I. (1988) - Upper Palaeozoic oceanic crust in the Polish Sudetes : Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21 : 195-209.
- PIN C. et PEUCAT J.J. (1986) - Ages des épisodes de métamorphismes paléozoïques dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, II, 3 : 461-469.
- PIN C. et VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in variscan median Europe : a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93: 47-74.
- PIN C. et VIELZEUF D. (1988) - Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupe leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV : 13-20.
- POSTAIRE B. (1983) - Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Applications aux roches de haut-grade impliquées dans la chaîne hercynienne (W. Europe) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 15 : 29-72.
- PRESS S. (1986) - Detrital spinels from alpinotype source rocks in Middle Devonian sediments of the Rhenish Massif. *Geol. Rundsch.*, 75, 2 : 330-340.

- PRIEM H.N., BOELRIJK N.A., HEBEDA E.H., VERDURMEN E.A. et VERSCHURE R.H. (1970) - Dating events of acid plutonism through the palaeozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.*, 63 : 255-260.
- QUADT A. et GEBAUER D. (1988) - Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr dating of H-P ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and the Saxoniangranulites (GDR). In : Conf. Bohemian Massif, Geol. Survey, Prague, Tchécoslovaquie, Abstract.
- RASAMIMANANA G. et BEBIEN J. (1985) - Le "trapp de Raon l'Etape" (Vosges septentrionales) : un témoin important des manifestations volcaniques ayant accompagné le développement de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, II : 859-862.
- RESPAUT J.P. et LANCELOT J.R. (1983) - Datation de la mise en place sym-métamorphique de la charnockite d'Ansignan (Massif de l'Agly) par la méthode U-Pb sur zircons et monazites. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 147 : 21-34.
- RIZKI A. et BAROZ F. (1988) - Le volcanisme tholéitique du Massif de Schirmek (Vosges septentrionales, France), témoins d'une zone de convergence de plaques au Paléozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 2, 307 : 511-516.
- ROLET R., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II : 43-54.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. et PIBOULE M. (1988) - Les complexes leptyno-amphiboliques (CLA) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi du terme. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, IV, 1 : 3-12.
- SCHENK V. (1980) - U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite facies basement of the serre, Southern Calabria (Italy) *Contrib. Mineral. Petrol.* 73 : 23-38.
- SCHNEIDER J.L. (1990) - Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens : exemple des Vosges du Sud (Zone Moldanubienne). Thèse Doctorat, Université Strasbourg, France : 222 p.
- SHMIDT K. (1976) - Das "kaledonische Ereignis" in Mittell und Südwesteuropa. *Nova Acta Leop.*, 224, 45 : 381-401.
- SCHWAB M., MATHE G. (1981) - A geological cross section through the Variscides in the German Democratic Republic (eastern Erzgebirge, central Saxonian lineament, Saxonian granulite complex, Harz mountains) *Geol. Mijnbouw*, 9 : 132,135.

- SIDER H., LEISTEL J.M. et CAGNY C. (1986) - Réflexion sur l'évolution géodynamique hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, 4, : 637-644.
- SILVA J.B., OLIVEIRA J.T. et RIBEIRO A. (1990) - Structural outline of the south-Portuguese Zone. In : *Hercynica*, Springer Verlag, sous presse.
- SÖLLNER F., KÖHLER H. et MÜLLER-SOHNUS D. (1981) - Rb-Sr Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE Bayern. *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, 2 : 178-198.
- STILLE P., TATSUMOTO M. (1985) - Precambrian tholeiitic dacitic rocks suite and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps : Evidence from Sm-Nd isotope and rare earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89 : 184-192.
- THORPE R.S. BECKINSALE R.D., PATCHETT P.J., PIPER J.D.A., DAVIES G.R., EVANS J.A. (1984) - Crustal growth and late Precambrian early Paleozoic plate tectonic evolution of England and Wales. *J. Geol. (London)* 141 : 521-536.
- VAI G.B., COCOZZA T. (1986) - Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II : 96-114.
- VAN BREEMEN O., AFTALION M., BOWES D.R., DUDEK A., MISAR Z., POVONDRA P. et VRANA S. (1982) - Geochronological studies of the Bohemian massif (Czechoslovakia) and their significance in the evolution of Central Europe. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73 : 89-108.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R. et COGNE J. (1981) - Pre-cadomian relics in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the Western and Central European cadomian-hercynian belt. *Precamb. Res.*, 14 : 1-20.
- VIELZEUF D. et PIN C. (1989) - Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian Belt. In : *Metamorphic Belts*, Geol. Soc. London, Sp. Publ., 43.
- VITRAC-MICHARD A. et ALLEGRE C.J. (1975) - U-Pb systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51 : 205-212.
- WEDEPOHL K.H., MEYER K. et MUECKE G.K. (1983) - Chemical compositions and genetic relations of metavolcanic rocks from the Rhenohercynian belt of northwest Germany. In : *Intracontinental fold belts*, Springer-Verlag : 231-257.

Chapitre VII

Croissance Crustale

par Philippe VIDAL



Introduction

Les roches plus anciennes que 3 Ga sont très rares sur Terre, alors que la Lune n'a offert jusqu'ici que des roches antérieures à cette limite et qu'il en sera probablement de même avec Mars. L'originalité de notre planète peut tenir à sa dynamique externe (érosion mécanique et altération) et à sa dynamique interne (production de magmas par fusion des matériaux en profondeur lors des orogénèses, et réinjection dans le manteau) qui effacent progressivement les mémoires crustales. Mais la rareté de ces reliques peut tenir aussi au fait que la croûte continentale la plus ancienne était effectivement très peu développée. Par ailleurs, et ceci est vrai aussi pour les autres planètes, le bombardement météoritique massif qui a opéré jusqu'à 3,9 Ga, a pu effacer une éventuelle protocroûte terrestre.

En d'autres termes, la croûte terrestre s'est-elle formée au cours de l'Archéen le plus ancien, l'action des orogénèses ultérieures étant limitée au *recyclage* des matériaux sur eux-mêmes, ou y a-t-il eu au contraire une *croissance continue* des masses continentales au cours des temps géologiques?

La datation directe et la géochimie isotopique sur les roches aussi bien crustales que mantelliques ont profondément renouvelé la perspective de ce vieux problème. On décrira dans un premier temps la composition de la croûte continentale telle qu'elle ressort de l'étude des magmas actuels en contexte de subduction, de collision, et intraplaque continentale, ainsi que d'une approche plus statistique. On parcourra ensuite les principales étapes de la construction des masses continentales, pour terminer par l'étude des variations séculaires dans les modalités de leur genèse, et enfin par les modèles de croissance crustale.

I Composition de la croûte continentale: les magmas modernes

Les principales caractéristiques géochimiques des deux types de magmas qui peuvent contribuer à la croissance crustale vont être sommairement décrites. Il s'agit des magmas produits dans les zones de subduction et ceux qui, intraplaques, peuvent recouvrir d'importantes surfaces continentales et surtout épaissir par en dessous la croûte continentale ("underplating"). On décrira aussi les magmas leucogranitiques produits en contexte de collision qui, purs produits de fusion crustale, sont de véritables sondages de certaines portions de la croûte continentale.

I 1 Les magmas liés aux zones de subduction

Après les domaines d'accrétion, c'est le long des arcs océaniques et continentaux que sont produits le plus de roches plutoniques et volcaniques. Trois séries y sont classiquement reconnues: calcoalcaline, tholéiitique et shoshonitique. Dans les arcs insulaires mûres et les arcs continentaux, c'est la première qui l'emporte au plan des volumes, et en son sein ce sont les andésites qui dominent largement les termes associés.

La production de ces magmas implique pour la plupart des auteurs un composant asthénosphérique du type manteau appauvri à l'origine des

MORB ainsi qu'un composant de type continental. Le scénario généralement retenu (Gill, 1981) est celui d'un flux de fluides libéré par la deshydratation de la plaque lithosphérique subductée (sédiments et croûte océanique altérée) qui provoque la fusion du coin du manteau sus-jacent (le "mantle wedge"). Il n'y a qu'ainsi, que peuvent être expliqués les trois faits suivants: (1) les rapports isotopiques initiaux du strontium et du néodyme, bien qu'en recouvrement partiel avec ceux des MORB sont nettement déplacés vers le champ des sédiments océaniques; ceux du plomb, pour une question de bilan de masse sont encore plus marqués par ceux - ci (par ex. Vidal et al., 1991) (2) l'intervention d'un composant sédimentaire dans les arcs récents est attesté par la présence de ^{10}Be (Tera et al., 1986) (3) les teneurs en éléments mobiles tels que les Terres Rares légères, le thorium, le potassium, le rubidium, le baryum, excèdent largement les teneurs attendues en cas de fusion de croûte océanique (White et Dupré, 1986).

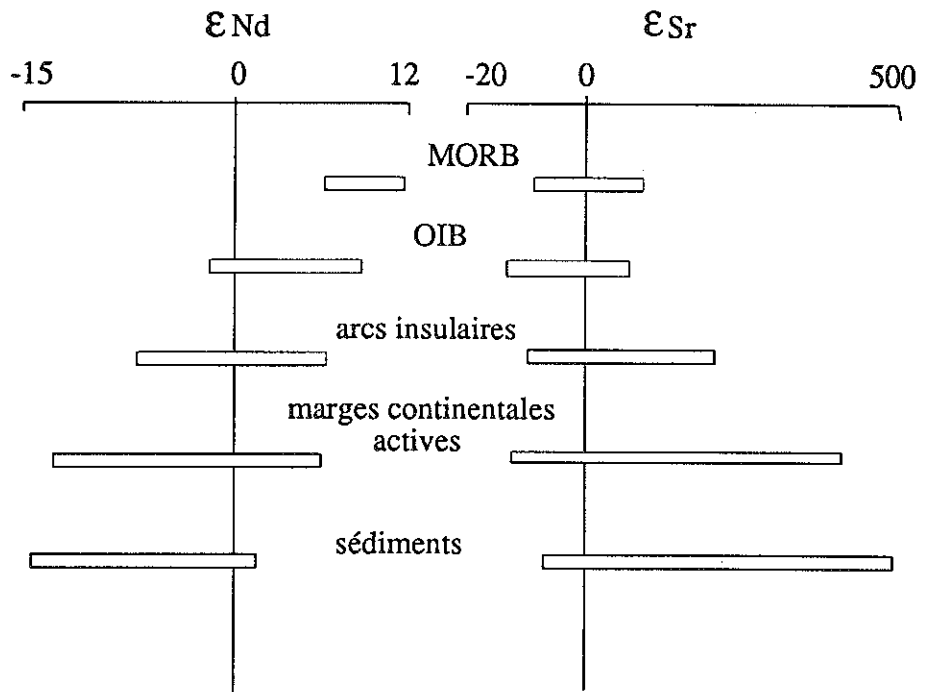


Figure 11 : ϵ_{Nd} et ϵ_{Sr} dans les bassins océaniques et leurs marges

Une des caractéristiques les plus remarquables de ces séries est l'anomalie négative, par rapport aux éléments précités, en éléments à fort potentiel ionique tels que zirconium, hafnium, titane, et surtout niobium et tantale. Leur immobilité dans les fluides ou leur insertion dans des phases stables résiduelles sont les hypothèses généralement proposées.

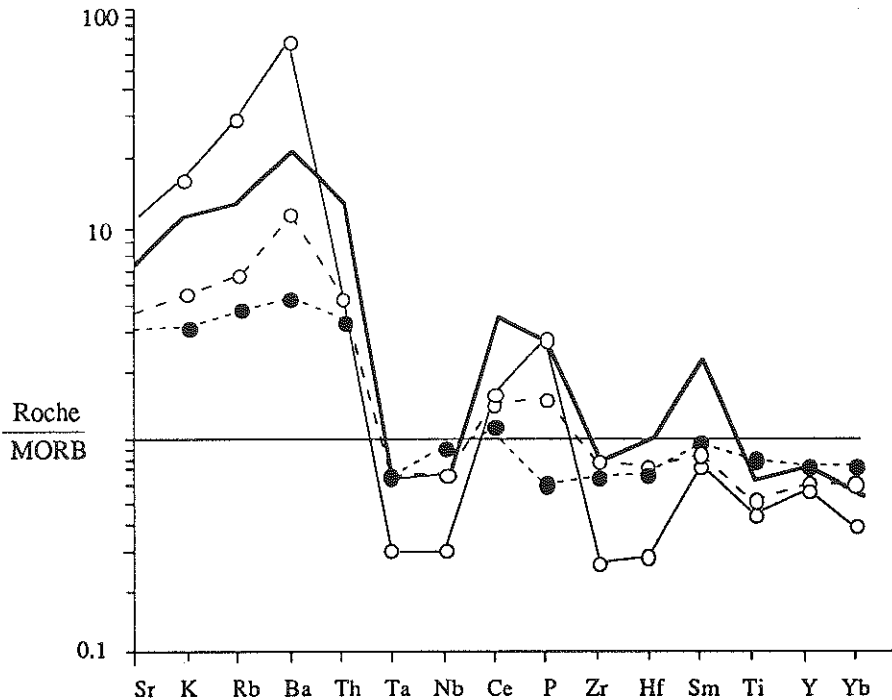


Figure 1 2: "Spiderdiagram" de quelques volcanites d'arcs insulaires

Le lieu où se produit l'interaction avec les sédiments est mal identifié: s'agit-il d'une "contamination à la source" ou bien d'une "contamination crustale" lors de l'ascension des magmas? La réponse est en principe donnée par la forme de l'hyperbole de mélange dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (James, 1981), mais à condition évidemment que les paramètres de départ soient correctement choisis (Vidal et al., 1991). La modélisation des interactions entre les magmas produits en contexte de marges actives et la croûte continentale est rendue difficile par la convergence même des caractéristiques géochimiques des deux composants, comme l'anomalie relative négative en niobium et tantale qui est l'une des originalités de la croûte continentale par rapport au manteau. L'interaction est d'autant plus développée que la croûte continentale est épaisse, ses parties les plus profondes pouvant même aller jusqu'à fondre; ceci est très démonstratif dans le cas du batholite côtier d'Amérique du Sud (fig. 1 3) où les laves de la "Central Volcanic Zone", là où la croûte a jusqu'à 70 km d'épaisseur, sont justement celles qui possèdent la signature crustale la plus appuyée. Ceci a donné naissance au concept de MASH (Melting, Assimilation, Storage, Homogenisation) créé par Hildreth et Moorbath (1988); Stern (1991) préfère au contraire un modèle de contamination à la source par entraînement tectonique de croûte continentale dans la zone de subduction.

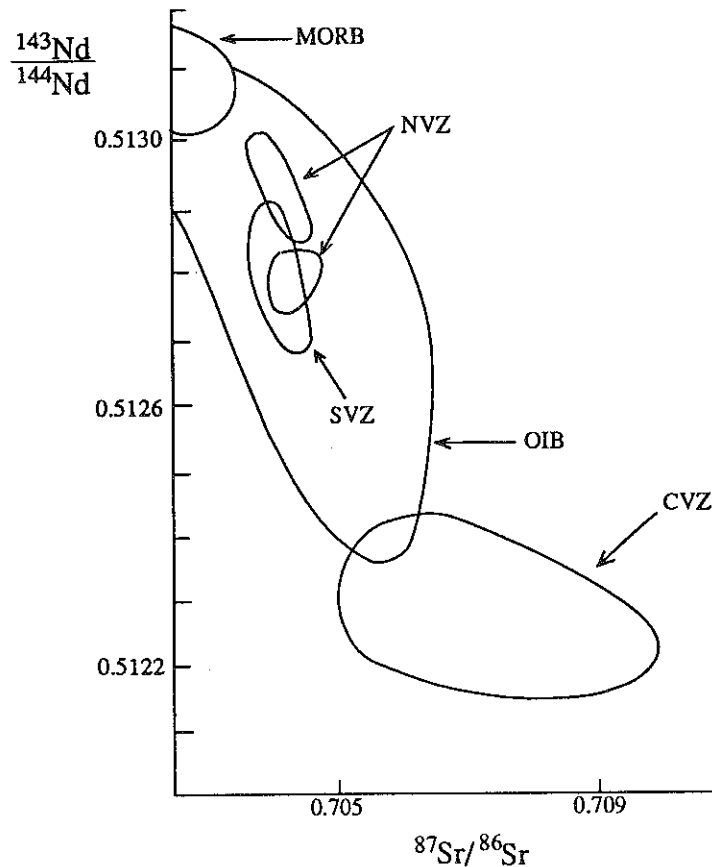


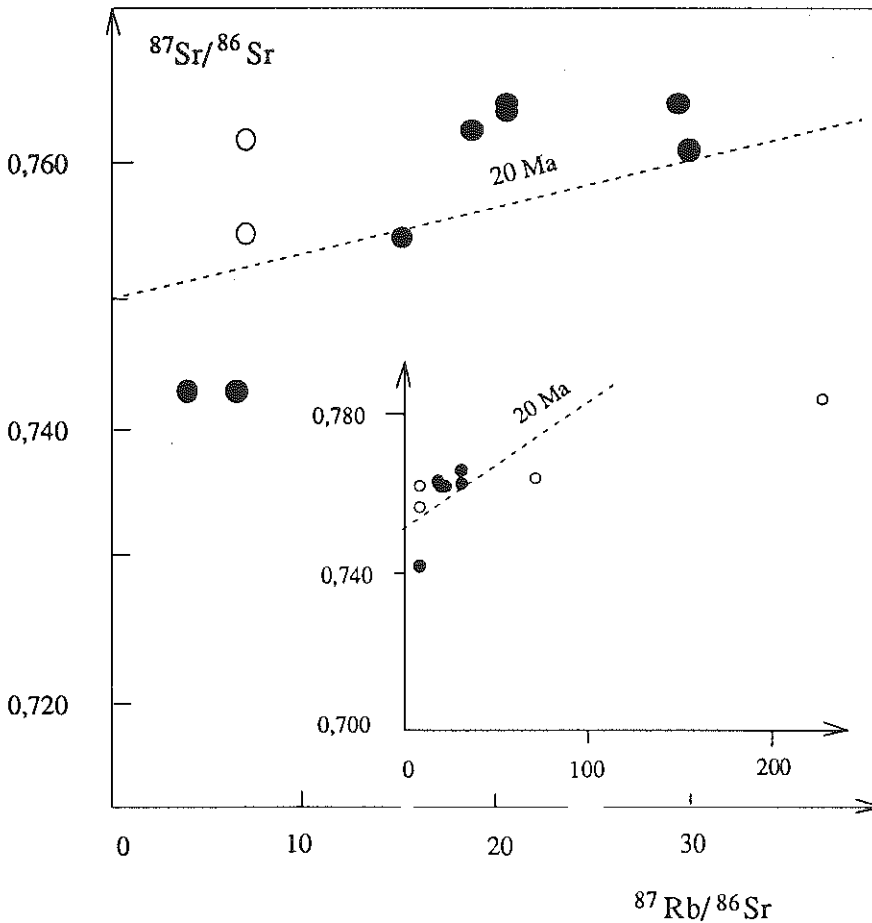
Figure 13 : rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les laves andines ; CVZ = Central Volcanic Zone. NVZ = Northern Volcanic zone, SVZ southern Volcanic zone ; d'après Wilson, 1989.

1 2 Le volcanisme intraplaque continental

Les basaltes tholéitiques de plateau peuvent représenter une des façons d'augmenter les masses continentales, surtout si on considère les magmas homologues accrétés en base de croûte. Nés en contexte distensif, ils sont caractérisés par des enrichissements notables en éléments incompatibles et en cela diffèrent radicalement des MORB (Dupuy et Dostal, 1984). Souvent contaminés, leurs caractéristiques géochimiques sont pourtant héritées pour l'essentiel de leurs régions sources. Celles-ci sont pour certains situées dans la lithosphère sous-continentale mais pour d'autres ne peuvent qu'être l'expression, vu les volumes de lave émis, que de panaches d'origine profonde. Outre les volumes considérables qu'ils représentent, ils annoncent généralement des distensions à venir et font ainsi le lien avec le magmatisme typique des rifts continentaux. Celui-ci n'est pas traité ici, car a priori sans rapport avec la croissance crustale, bien qu'O'Nions et McKenzie (1988) aient récemment proposé un modèle de croissance crustale à partir des rifts par refusion successive des matériels mis en place au cours des phases d'évolution de ceux-ci.

I 3 Les leucogranites, produits de collision

La collision continent-continent peut avoir pour effet de produire un type particulier de magmatisme peralumineux, les leucogranites. A défaut de représenter des surfaces importantes en contexte himalayen (Le Fort, 1981), mais peut-être pour une question de niveau d'érosion, ces magmas, par ailleurs largement représentés dans d'autres orogènes (cf par ex. §5), procurent des informations sur les régions sources dans la croûte ainsi que sur les mécanismes de la fusion crustale. Lors de la collision entre l'Inde et l'Asie, le redoublement de la plaque indienne a entraîné le chevauchement des formations chaudes de la Dalle du Tibet sur les formations non métamorphiques du Moyen Pays népalais (Le Fort, 1975, 1981). *Mutatis mutandis*, le modèle de fusion du "mantle wedge" dans les zones de subduction peut s'appliquer et rend compte de la fusion anatectique de la Dalle du Tibet sous l'influx de fluides libérés par les formations sous-jacentes. Le résultat est la genèse de magmas granitiques homogènes sur les plans pétrographique et de la répartition des majeurs et des traces, car formés aux conditions eutectiques; ils sont en revanche extrêmement



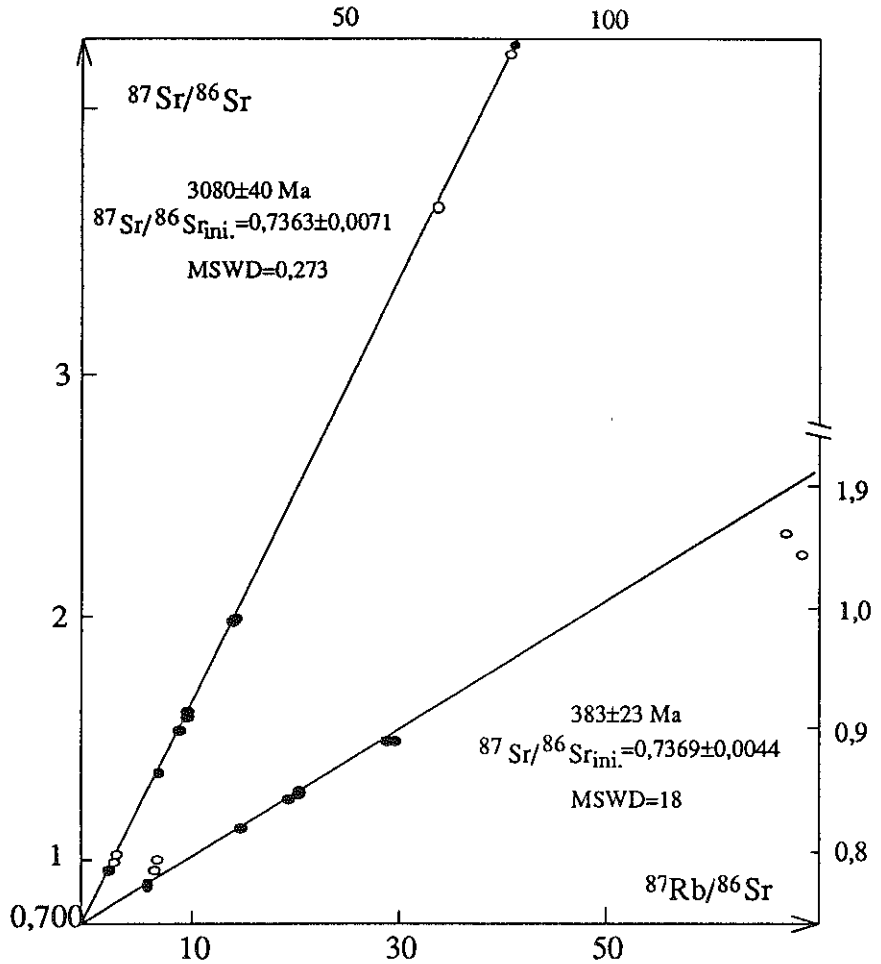


Figure 14 : (a) données Rb-Sr sur le granite himalayen du Manaslu (Deniel et al., 1987) cercles ouverts = granites, cercles pleins = aplites; la gamme de rapports initiaux calculés en tenant compte de l'âge du granite (25 Ma) est identique à celle de la région-source présumée du granite, les métasédiments de la Dalle du Tibet (trait noir vertical). (b) le granite du Manaslu calculé dans 3000 Ma (Vidal et al., 1984).

hétérogènes sur le plan isotopique car les matériaux soumis à la fusion il y a environ 25 Ma étaient eux-mêmes isotopiquement hétérogènes en raison de leur âge précambrien. Ainsi, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux du granite du

Manaslu, compris entre 0,740 et 0,760, et les ϵNd_i entre -13 et -16 (Deniel et al., 1987) témoignent-ils d'une très forte mémoire crustale, sans évidemment la moindre intervention mantellique; l'origine est confirmée par les $\delta^{18}\text{O}$ compris entre +8 et +14 qui traduisent une source purement métasédimentaire (France-Lanord et Le Fort, 1988). Ces données révèlent donc également l'absence d'homogénéisation isotopique initiale du granite,

faute du brassage dans une chambre magmatique qui aurait du prendre place si ce type de magmas n'était pas aussi visqueux. La figure 1 4 permet de voir que, calculé dans 3 Ga, l'enrichissement *in situ* en ^{87}Sr radiogénique finit par masquer les hétérogénéités isotopiques initiales (Vidal et al., 1984). Il en résulte que des échantillons bien alignés sur une isochrone ne sont donc pas nécessairement cogénétiques au sens strict du terme.

II Composition de la croûte continentale: les variations verticales

II 1 La croûte continentale supérieure

La composition de la croûte supérieure peut être approchée par l'échantillonnage systématique en surface et en forage, par la fabrication d'échantillons composites, et enfin par l'analyse de la charge détritique des grands fleuves ou des sédiments évolués tels que loess et shales. On peut voir par l'exemple des Terres Rares (figure II 1) qu'il n'y a pas de zonalité régionale significative. Ces différentes approches convergent vers une composition globalement granodioritique et le tableau II 1 en donne l'estimation de Taylor et McLennan (1985).

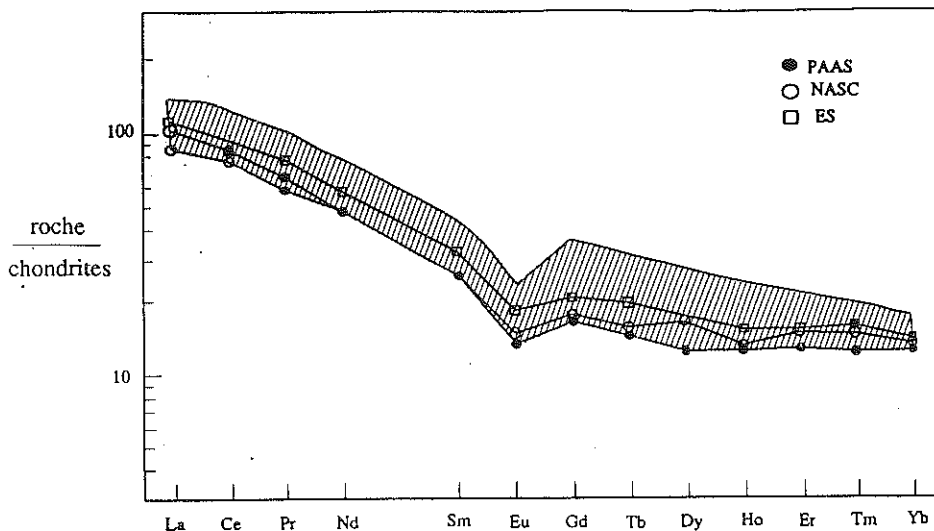


Figure II 1 : Spectres de Terres Rares des sédiments composites postarchéens (PAAS = Post-Archean average Australian shale; NASC = North American shale composite; ES = European shale composite), d'après Taylor et McLennan (1985) et, dans le champ hachuré, des particules en suspension dans les grands fleuves (Martin et Meybeck, 1979).

	Croute Continentale Supérieure	Croute Continentale Inférieure	Croute Continentale Globale
SiO ₂	66.0 %	54.4 %	57.3 %
TiO ₂	0.5	1.0	0.9
Al ₂ O ₃	15.2	16.1	15.9
FeO	4.5	10.6	9.1
MgO	2.2	6.3	5.3
CaO	4.2	8.5	7.4
Na ₂ O	3.9	2.8	3.1
K ₂ O	3.4	0.34	1.1
Li	20 ppm	11 ppm	13 ppm
Be	3	1.0	1.5
B	15	8.3	10
Cr	35	235	185
Co	10	35	29
Ni	20	135	105
Cu	25	90	75
Rb	112	5.3	32
Sr	350	230	260
Y	22	19	20
Zr	190	70	100
Nb	25	6	11
Cs	3.7	0.1	1.0
Ba	550	150	250
La	30	11	16
Ce	64	23	33
Pr	7.1	2.8	3.9
Nd	26	12.7	16
Sm	4.5	3.17	3.5
Eu	0.88	1.17	1.1
Gd	3.8	3.13	3.3
Tb	0.64	0.59	0.60
Dy	3.5	3.6	3.7
Ho	0.80	0.77	0.78
Er	2.3	2.2	2.2
Tm	0.33	0.32	0.32
Yb	2.2	2.2	2.2
Lu	0.32	0.29	0.30
Hf	5.8	2.1	3.0
Ta	2.2	0.6	1.0
Re	0.5	0.5	0.5
Pb	20	4.0	8.0
Th	10.7	1.06	3.5
U	2.8	0.28	0.91

Tableau II 1 Composition de la croûte globale, de la croûte inférieure, de la croûte supérieure (d'après Taylor et McLennan, 1985)

II 2 La croûte continentale inférieure

La croûte inférieure, qui sur des arguments liés au flux géothermique représente les trois-quarts de la croûte continentale, est évidemment beaucoup moins bien connue que la croûte supérieure. Sa nature est certainement plus basique car lardée de multiples intrusions d'origine mantellique et c'est là une des façons d'interpréter le litage de la croûte inférieure que révèlent les grands profils de sismique-réflexion. On en connaît indirectement certaines caractéristiques géochimiques, comme les faibles teneurs en uranium et thorium, les deux éléments les plus producteurs de chaleur, qu'imposent les données du flux géothermique. Les deux voies pour identifier directement sa composition et son état sont l'étude des xénolites crustaux remontés par les basaltes alcalins et celle des roches granulitiques. Celles-ci, du fait des conditions PT qu'elles ont enregistré, sont généralement censées être constitutives de la croûte inférieure.

II 2 1 Les granulites

Les granulites affleurent principalement en grandes masses dans les boucliers précambriens, mais existent aussi dans des orogènes plus récents. La composition des granulites précambriennes est principalement basique à intermédiaire. Mais le fait qui a certainement retenu le plus l'attention est leur réputation d'être appauvries massivement en éléments lithophiles. L'exemple le plus classique est celui des granulites à 2,8-2,9 Ga du Lewisien d'Ecosse. Le Tableau II 2 permet de prendre la mesure de la spectaculaire diminution de la teneur en ces éléments au passage des terrains amphibolitiques aux terrains granulitiques adjacents.

Les systèmes isotopiques Rb-Sr et surtout U-Th-Pb, pour lequel les granulites sont fortement "retardées" vis à vis de l'enrichissement en plomb radiogénique à l'instar des terrains anciens du Groënland (voir infra § IV), et où les relations $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ attestent d'un rapport Th/U élevé dans les granulites, confirment l'appauvrissement en Rb, Th, et surtout U, ainsi qu'ici aussi le caractère très précoce de cet événement par rapport au développement local de la croûte continentale. Sur les raisons de ces appauvrissements deux hypothèses s'affrontent : (1) la croûte inférieure est globalement restitique, car ayant été appauvrie par fusion partielle de sa composante granitique, qui a migré vers la croûte supérieure, et (2) les éléments mobiles ont été soutirés par des fluides libérés lors de l'apparition de la paragenèse anhydre granulitique ou par un flux de fluides essentiellement carbonique issu du manteau. Cette dernière hypothèse est en accord avec l'augmentation du rapport Th/U dans les granulites, l'uranium étant beaucoup plus soluble dans les fluides que le thorium, alors que les processus magmatiques ne fractionnent pas ces éléments l'un par rapport à l'autre. Elle est par contre contradictoire avec le caractère globalement restitique des granulites avancé par nombre d'auteurs.

Le débat est compliqué par le fait que les granulites lewisiennes si souvent données en exemple sont probablement atypiques; la majorité des granulites précambriennes est moins, voire même pas appauvrie, et la totalité des granulites phanérozoïques ne l'est pas. Les domaines de

	Granulites	Amphibolites
SiO ₂	63.0 %	68.1 %
TiO ₂	0.55	0.35
Al ₂ O ₃	16.1	16.3
FeO	5.47	3.31
MgO	3.50	1.43
CaO	5.76	3.27
Na ₂ O	4.53	5.00
K ₂ O	1.03	2.15
Ba	760 ppm	710 ppm
Rb	11	74
Sr	570	580
Pb	13	22
La	22	36
Ce	44	69
Nd	18.5	30
Sm	3.3	4.4
Eu	1.18	1.09
Tb	0.43	0.41
Tm	0.19	0.14
Yb	1.2	0.76
Y	9	7
Th	0.42	8.4
Zr	200	190
Hf	3.6	3.8
Nb	5	6
Ta	0.56	0.45
Cr	88	32
Ni	58	20

Tableau II 2 : Granulites et amphibolites lewisiennes (Weaver et Tarney, 1981).

stabilité des minéraux porteurs de ces éléments sont évidemment critiques vis à vis du transport éventuel de ces éléments dans des fluides ou des magmas. Ils sont malheureusement très peu connus dans ces conditions PT. Par exemple, la déstabilisation de l'allanite dans les granulites de l'Inde du Sud peut justifier les rapports Th/U paradoxalement inférieurs dans les granulites par rapport aux amphibolites associées (Peucat et al., 1989).

Au delà des incertitudes sur la composition moyenne des granulites, l'on peut douter de leur représentativité même en tant que portions de croûte inférieure car elles ne correspondent pas aux conditions statiques de celle-ci mais se sont formées presque exclusivement dans un contexte particulier, bien localisé dans le temps, d'épaississement crustal lors d'une collision (Newton, 1987).

II 2 2 Les xenolites

Les xenolites basicrustaux en enclaves dans les diatrèmes comme celui, Néogène, de Bournac dans le Massif Central ont au contraire l'avantage de renseigner sur les conditions statiques qui gouvernent la

composition et l'état de la matière en s'approchant du Moho en domaine déjà cratonisé. Les données de Dupuy et al. (1979) révèlent une composition globalement plus basique que celle des granulites lewisiennes, et d'une façon générale que les granulites à l'affleurement. Les abondances en éléments réputés les plus mobiles sont assez faibles mais en rapport avec ce que l'on observe habituellement dans ce type de roches; il n'y a donc pas eu de perte marquée en ces éléments. L'on observe enfin une anomalie positive en europium qui pourrait indiquer une origine cumulative si les teneurs élevées en Al_2O_3 et CaO et faibles en K_2O ne soutenaient pas au contraire un caractère restitique après extraction de magmas granitiques (Taylor et McLennan, 1985). L'ensemble de ces caractéristiques semble être commun à tous les xénolites, de tous âges et contextes (Rudnick, 1989). Ainsi, et malgré l'échantillonnage très fragmentaire qu'ils constituent, les xénolites sont peut-être la meilleure approche de la composition de la croûte inférieure. Ils sont la base de l'estimation de Taylor et McLennan (1985) du Tableau II 1.

II 3 Composition globale de la croûte continentale

L'accrétion d'arcs insulaires est généralement considéré comme le mécanisme essentiel de croissance crustale. Et c'est sur l'observation que les andésites dominant volumétriquement au sein des ensembles volcaniques des zones de subduction que repose le modèle de croûte andésitique. Bien entendu, ce modèle repose sur une conception uniformitariste de la genèse crustale, alors qu'on verra au § VI que les modalités de celle-ci ont certainement changé et donc aussi les caractéristiques géochimiques des produits. Sachant qu'environ 75% des masses continentales se sont stabilisés dès le Précambrien moyen (cf § VI), l'estimation de la composition globale de la croûte continentale de Taylor et McLennan (1985) du Tableau II 1 repose sur un mélange de 75 % de croûte archéenne et de 25 % d'andésites modernes. Elle tient compte aussi, pour ce qui est de U, Th, K, des données du flux géothermique. Elle prend en compte enfin la nécessaire aptitude de la croûte globale à fondre afin de produire les granitoïdes mis en place dans la croûte supérieure.

III Les plus vieux témoins crustaux et l'ère hadéenne

Les roches les plus anciennes connues à ce jour sont localisées dans la craton nord-atlantique. Au Groënland, les gneiss mésozonaux d'Amitsoq, dont on retrouve des formations homologues au Labrador, sont datés à 3,7 Ga et les formations supracrustales d'Isua à 3,8 Ga (cf § IV). Le record revient aux gneiss mésozonaux d'Acasta, dans la Province de l'Esclave au Canada, datés à $3\,962 \pm 3$ Ma à l'aide de la sonde ionique SHRIMP de Canberra (Bowring et al. 1989). Mais celle-ci a même permis de franchir la barrière de 3,9 Ga en datant à environ 4,2 Ga (Froude et al., 1983) des cœurs de zircons détritiques dans les quartzites archéens de Mt Narryer dans l'Ouest de l'Australie. Les roches-hôtes n'ont pas survécu et l'extraordinaire aptitude à survivre des zircons offre donc ainsi la seule preuve directe de l'existence d'une protocroûte sialique.

Un autre argument en faveur de celle-ci, indirect cette fois, pourrait

être donné par la géochimie isotopique du Nd dans les roches basiques et même acides de l'Archéen qui révèlent une origine dans un manteau appauvri en éléments lithophiles, puisque les ϵ_{Nd} y sont globalement positifs, avec des maxima de +1 à +5 entre 2,5 et 3,5 Ga (Shirey et Hanson, 1986). L'existence d'un manteau appauvri est même attestée dès 3,8 Ga par l'existence de laves komatiitiques à $f_{Sm/Nd}$, (où $f_{Sm/Nd} = (Sm/Nd)_{roche} / (Sm/Nd)_{CHUR} - 1$) compris entre +0,2 et +0,6 (Collerson et al., 1991), donc beaucoup plus forts que la valeur de +0,09 communément acceptée pour le

manteau appauvri actuel; elle est également attestée par des ϵ_{Nd} aussi élevés que +3 (Hamilton et al., 1983; Smith et Ludden, 1989; Collerson et al., 1991), ce qui impose un appauvrissement du manteau en sa composante lithophile 3 ou 400 Ma auparavant.

Toutefois, l'extraction d'une protocroûte continentale ne semble pas être un processus d'ampleur suffisante pour rendre compte du volume déjà considérable, dès l'Archéen ancien, du manteau appauvri. Ainsi, alors que dès le Protérozoïque inférieur les sédiments révèlent l'importance croissante du recyclage (cf §V, fig. V 4), l'excellent accord entre âges modèles du néodyme et âges stratigraphiques des sédiments archéens (Miller et al., 1986) plaide au contraire contre une forte extension d'une protocroûte sialique. C'est pourquoi, d'après Chase et Patchett (1988), qui se placent dans une perspective d'expansion océanique, le complément de ce manteau appauvri ne serait pas la croûte continentale mais la croûte océanique. Enfin, pour Galer et Goldstein (1991), la tectonique des plaques ne pouvait pas fonctionner pas à cette époque, car les très forts degrés de fusion partielle attendus dans ce contexte tectonique en raison du fort régime thermique n'auraient pas pu provoquer le fractionnement des Terres

Rares légères par rapport aux lourdes qu'exigent les ϵ_{Nd} positifs observé dès 3,8 Ga. De faibles degrés de fusion partielle sont donc à envisager; ils sont seulement aptes à produire une croûte de type basalte alcalin enrichie en Terres Rares légères, K, U et Th, dont la surface de Vénus serait le meilleur analogue actuel.

Ce qui s'est passé pendant l'ère hadéenne, c'est-à-dire entre 4,56 et 3,9 Ga reste éminemment conjectural. La comparaison avec d'autres objets planétaires qui sont à des stades d'évolution différents connaît vite des limites: ainsi, si la Lune a connu rapidement le développement d'une épaisse croûte anorthositique, c'est en raison de sa richesse en Ca et Al et de sa pauvreté en eau par rapport à la Terre. Ce caractère hydraté de la Terre constitue probablement sa principale originalité au sein des planètes telluriques (Taylor, 1989), et c'est pourquoi des planètes comme Vénus n'ont pu voir se développer une croûte de type tonalitique-granitique, puisque celle-ci est le fruit de refusions successives dans lesquels l'eau, par l'intermédiaire du cycle érosion-sédimentation-métamorphisme, joue un rôle capital. Enfin, le rôle croissant attribué aux impacts météoritiques à cette époque doit être signalé: il est possible que des vagues successives d'impacts, dont toute la chronologie reste à établir, en particulier par une étude détaillée de la surface lunaire, aient modifié la chimie et de la Terre solide et de son atmosphère. Il est possible enfin que l'énergie libérée ait

declenché un puissant volcanisme et même contribué à la naissance des premiers noyaux continentaux.

IV Croissance crustale au Précambrien ancien: le Groënland

Le Groënland est un champ d'études exemplaire pour l'étude isotopique du développement des masses continentales car des roches d'âges très variés y affleurent (Moorbath 1977). Les roches les plus anciennes sont les formations volcano-sédimentaires d'Isua, datées à $3,82 \pm 0,01$ Ma (Michard-Vitrac et al., 1977), et antérieures aux orthogneiss amphibolitiques d'Amîtsoq, dans la région de Godthaab, datés autour de 3,7 Ga (Moorbath et al., 1972). L'ensemble est repris dans les vastes orthogneiss de Nûk à 2,8-2,9 Ga (Moorbath et al., 1972). Quelques petits granites plus récents tel le granite de Qôrqut, à 2,5 Ga, peuvent être observés à l'interface entre les gneiss d'Amîtsoq et de Nûk. Le Sud du Groënland est occupé par des gneiss kétilidiens à 1,9 Ga, et l'Est par l'orogène calédonien. Enfin, à l'extrême-Sud, des complexes lités du type Skaergaard sont liés à l'ouverture de l'Atlantique.

La figure IV 1 permet de voir que quels que soient leurs âges, les

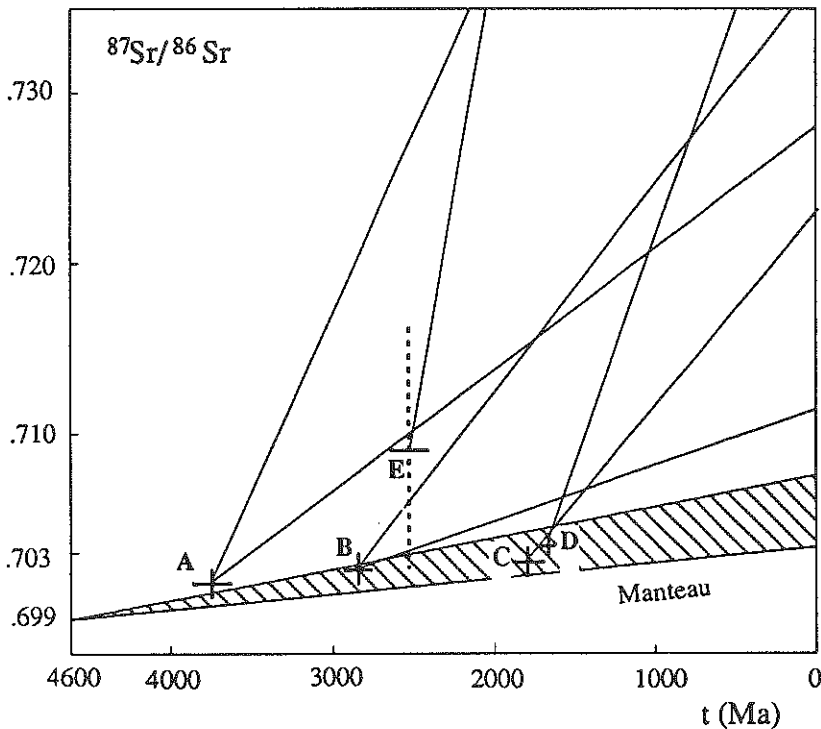


Figure IV 1 : Le Précambrien du Groënland: domaines de croissance isotopique (d'après Moorbath, 1977). A : gneiss d'Amîtsoq, B : gneiss de Nûk, C et D : gneiss kétilidiens, E : granite de Qôrqut.

gneiss ont des rapports isotopiques initiaux du strontium proches de ceux du manteau à la même époque. Les $\epsilon_{Nd} \geq 0$ jouent dans le même sens. Les roches magmatiques dont ils dérivent ne peuvent donc pas provenir de la fusion partielle ou totale de matériaux crustaux préexistant. En revanche, le granite de Qôrqt possède une signature crustale extrêmement claire; l'identification de la portion de croûte où il a pris naissance n'est cependant pas possible à l'aide de la seule géochimie isotopique du strontium.

La géochimie isotopique du néodyme permet, avec des ϵ_{Nd} de - 7 - 8, de confirmer son origine crustale, et d'avoir une première idée sur l'âge des matériaux impliqués dans la fusion puisque les âges modèles (CHUR et DM) sont de l'ordre de 3 Ga. Il faut toutefois rappeler que ces âges ne sont qu'indicatifs, en particulier lorsque des sources hétérogènes sont impliquées (Arndt et Goldstein, 1987). En comparaison, la géochimie isotopique du plomb montre ici toute sa puissance d'investigation puisque c'est la seule méthode géochimique qui permette d'approcher l'âge autant que de déterminer un paramètre géochimique (U/Pb) de la région source de magmas. Dans la figure IV 2, les échantillons du granite de Qôrqt définissent une isochrone à 2580 ± 80 Ma (Moorbath et al., 1981) en accord avec l'âge Rb-Sr de 2530 ± 30 Ma. Cependant, l'isochrone Pb-Pb ne recoupe pas la courbe normale d'évolution terrestre à la graduation 2,6 Ga mais autour de 3,5 Ga; le rapport μ_1 apparent correspondant, de 6,23, est extrêmement faible et contraste avec ceux d'environ 7,5 des gneiss d'Amîtsoq et de Nûk. Moorbath et al. en déduisent que le granite de Qôrqt provient de la fusion d'un mélange de gneiss d'Amîtsoq et de Nûk, et dans d'égales proportions.

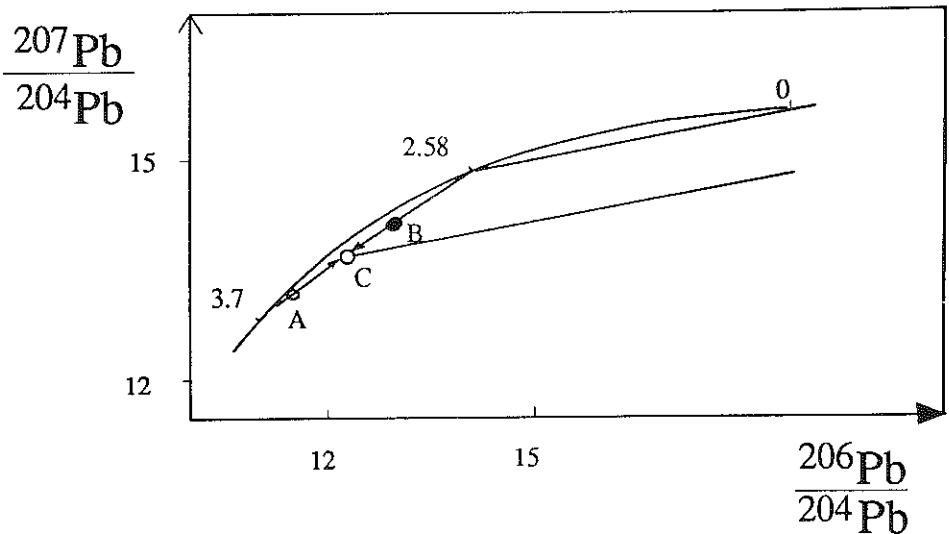


Figure IV 2: Données Pb-Pb sur le granite de Qôrqt d'après Moorbath et al., 1981. A et B sont les moyennes des gneiss d'Amîtsoq et de Nûk il y a 2,58 Ga. C correspond au rapport isotopique initial du granite de Qôrqt. La ligne discontinue représente ce qu'aurait été l'isochrone du granite de Qôrqt si sa source avait suivi la courbe normale d'évolution terrestre. Parallèle à celle-ci, mais en dessous, l'isochrone réelle.

L'ensemble des données isotopiques témoigne donc de l'absence d'un recyclage crustal significatif au cours des orogénèses qui se sont succédées, à l'exception évidemment de granites du type Qôrqut. La figure IV 3 permet d'énoncer une autre conclusion d'importance. On y voit en effet que les gneiss d'Amîtsoq et de Nûk sont situés sous la courbe normale d'évolution terrestre. Ceci signifie que tous les échantillons ont évolué avec des rapports μ_1 faibles, voire même très faibles puisqu'il existe des échantillons dont les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ne sont pas très différents des rapports initiaux. Ces rapports μ_1 sont atypiques des roches magmatiques et ne peuvent être causés que par une perte en uranium postmagmatique. Si cette perte, forcément variable d'un échantillon à l'autre, était survenue lors d'un événement métamorphique très postérieur à la mise en place, il en aurait résulté une dispersion des points représentatifs dans le diagramme de la figure IV 3, car l'on serait alors dans un modèle à trois stades. Or la qualité des isochrones et le fait que les âges qu'elles donnent sont identiques à la graduation de la courbe normale d'évolution terrestre à l'endroit de leurs intersections avec celle-ci, indique au contraire qu'on a affaire à un modèle à deux stades. Par conséquent, la mise en place des granitoïdes initiaux ainsi que leur métamorphisme se sont enchaînés dans le temps, tout au moins dans la limite des erreurs analytiques (environ 100 Ma). Cette observation assez générale dans les boucliers précambriens a permis à Moorbath (1977) de proposer que la formation de la croûte continentale et sa différenciation métamorphique s'inscrivent dans un même "superévénement d'accrétion-différenciation".

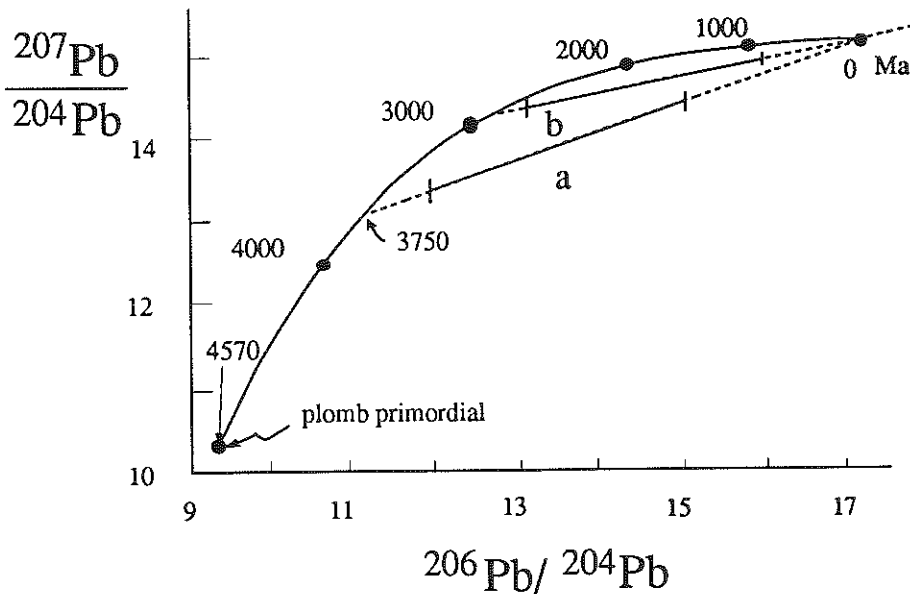


Figure IV 3: Isochrones Pb/Pb sur roches totales sur les gneiss archéens du Groënland. a représente les gneiss d'Amîtsoq et b ceux de Nûk. Les segments de droite continus correspondent aux gammes de rapports isotopiques observés.

Enfin le tableau IV 1 qui réunit les données sur les gneiss de Nûq et le granite de Qorqût au Groënland ainsi que le granite du Mont d'Or au Zimbabwe, permet de montrer comment on peut localiser l'origine des magmas à l'aide des isotopes radiogéniques (Taylor et al., 1984) : lorsque les

ϵ_{Nd} témoignent d'un composant crustal, un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevé indique une origine dans la croûte supérieure (à fort rapport Rb/Sr) et inversement dans la croûte inférieure s'il est faible (signalons qu'à lui seul le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ ne permet pas de trancher entre une origine dans le manteau et dans la croûte profonde puisque les rapports Rb/Sr de ces deux domaines sont voisins); en complément, le rapport μ_1 modèle assure la distinction entre une origine dans la croûte inférieure à moyenne si ce rapport est faible (Qorqût) ou supérieure s'il est élevé (Mont d'Or).

	Mont d'Or	Nûk	Qorqût

<i>Ages (Ma)</i>			
Rb-Sr	3350	2900	2530
Pb-Pb	3345	2900	2580

<i>R. is. initiaux</i>			
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,711	0,7014	0,7081
μ_1 apparent	9,3	7,5	6,2
ϵ_{Nd}	-3,2	+4	-7

<i>Origine</i>	croûte sup ^{re}	manteau	croûte appauvrie (inf ^{re} ?)
<i>temps résid. crustale</i>	0,4	0	0,5 - 1

Tableau IV 1: Ages, lieux d'origine, temps de résidence crustale des matériaux constitutifs, pour les gneiss de Nûq et le granite de Qorqût, Groënland (Taylor et al., 1984) et pour le granite du Mont d'Or, Zimbabwe, (Taylor et al., 1984; Taylor et al., 1991).

V Variations séculaires et modèles de croissance.

V 1 Variations séculaires

On a vu que l'estimation de la composition globale de la croûte continentale doit prendre en compte les variations verticales de composition entre croûte supérieure et croûte inférieure; tout aussi nécessaire est la prise en compte des variations séculaires dans la nature des processus à l'origine de son développement.

L'exemple du Groënland a permis de montrer que sur le plan isotopique le recyclage crustal ne semble pas être un processus majeur dans l'évolution des masses continentales. Mais cette discussion a mis aussi en évidence l'ambiguïté de l'approche isotopique qui, du fait de la myopie causée par les limitations en résolution temporelle des méthodes isotopiques couramment utilisées (à cet égard on peut attendre de la méthode rhénium-osmium d'importants progrès en résolution temporelle), peut conduire à trop simplifier la succession des événements géologiques. La transition Archéen-Protérozoïque va servir maintenant à illustrer le nécessaire recours, si l'on veut affiner les modèles de construction de la croûte continentale, à d'autres approches comme celles de la géochimie des éléments en traces.

L'Archéen tardif de Finlande (Figure V 1) est le siège de changements considérables (Martin, 1987) : les TTG, d'âges compris entre 2,86 et 2,65 Ga, ont des rapports K_2O/Na_2O faibles, de 0,43 à 0,49; leurs rapports isotopiques initiaux sont de type mantellique (Martin et al., 1983; Martin,

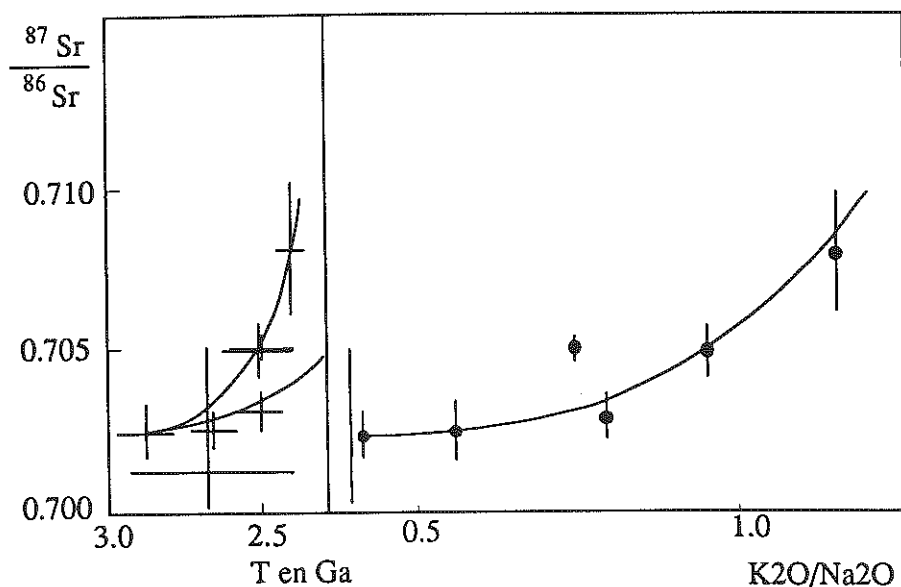


Figure V 1: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps et de K_2O/Na_2O lors de la transition Archéen-Protérozoïque en Finlande orientale (Martin, 1985).

1985; Vidal et al., 1980), mais leurs teneurs en éléments traces, en particulier le fort enrichissement en Terres Rares légères, excluent une fusion mantellique directe. Il y a donc eu nécessairement une étape intermédiaire. C'est celle d'une croûte de composition tholéiitique, qui transformée en amphibolites à grenat dans une zone de subduction, est ensuite soumise à la fusion partielle à l'origine des magmas granodioritiques. Ceux-ci sont la souche à partir de laquelle s'élabore par cristallisation fractionnée la suite des TTG. En revanche, les magmas calco-alkalins mis en place par la suite entre 2,5 et 2,4 Ga, ont des rapports K_2O/Na_2O élevés, entre 0,73 et 1,1 et des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux aussi élevés que 0,707 (Martin et Querré, 1984) et on peut montrer qu'ils sont le produit de la fusion partielle des TTG.

L'exemple de la Finlande n'est pas unique car c'est il y a environ 2,6 Ga qu'ont été enregistrés les changements les plus importants de l'histoire de notre planète. A cette époque en effet, les associations bimodales, si typiques de l'Archéen, de roches basiques à prédominance komatiitique et de suites plutoniques tonalitiques-trondhémiques-granodioritiques (les TTG) ont cédé la place à plus de tholéiites que de komatiites et à des roches continentales plus différenciées. La production massive de granitoïdes riches en K qui a alors débuté pourrait avoir été liée à un changement rapide de la composition continentale globale, qui, et l'enregistrement géochimique des sédiments protérozoïques le confirme (Figure V 2), est désormais plus riche en éléments lithophiles. Pour Taylor et McLennan (1985), l'apparition de vrais granites est causée par le démarrage d'un nouveau processus, celui de la fusion intracrustale. Parmi les hypothèses rendant compte de son apparition, on peut citer celle d'un épaississement crustal ayant atteint des valeurs telles que le bas de la croûte se mette à fondre, ou celle de Condie (1986) suivant laquelle le bas de la croûte,

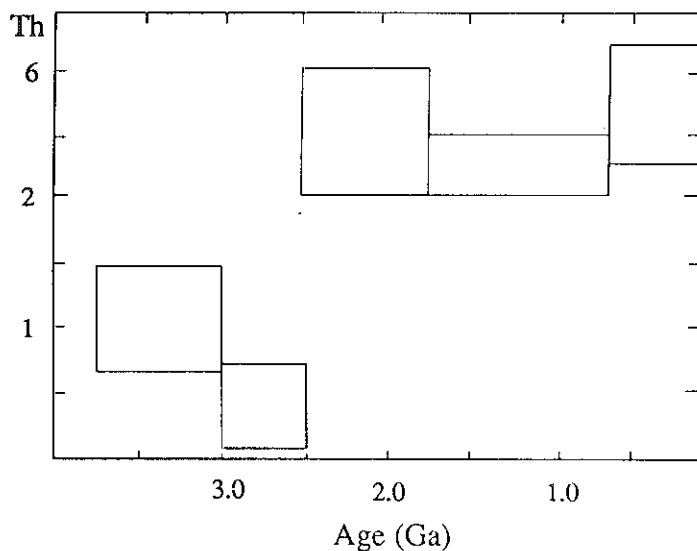


Figure V 2 teneurs en thorium des sédiments archéens et post-archéens (d'après Taylor et McLennan, 1985)

basaltique jusqu'alors, rentre dans le champ de stabilité des éclogites qui était auparavant interdit du fait des forts gradients géothermiques; les éclogites, denses, se détachent mais au cours de leur descente sont affectées par la fusion partielle génératrice de liquides plus différenciés du type TTG.

Les processus mêmes de production de croûte continentale semblent avoir varié au cours des temps géologiques et ceci conduit à des variations considérables de certains paramètres géochimiques au niveau des éléments en traces, dans des types pétrographiques qui sur le plan minéralogique et de la géochimie des éléments majeurs ne présentent pas par ailleurs de grandes dissemblances.

Pour ce qui est de l'actuel, c'est essentiellement à partir des données expérimentales (Wyllie, 1983) que l'origine des magmas dans les zones de subduction est localisée dans le coin du manteau situé au dessus de la plaque subductée (et peut-être aussi dans la croûte continentale inférieure dans le cas des arcs continentaux). Cette idée est confirmée par la distribution des LILE (Gill, 1981; White et Dupré, 1986). Les fluides libérés par la deshydratation de la croûte océanique sont capables d'abaisser le solidus du manteau sus-jacent et donc de provoquer sa fusion. Cette deshydratation prend place à des températures inférieures à 700°C. Et la plaque deshydratée subducte dans le manteau sans être à même de fondre.

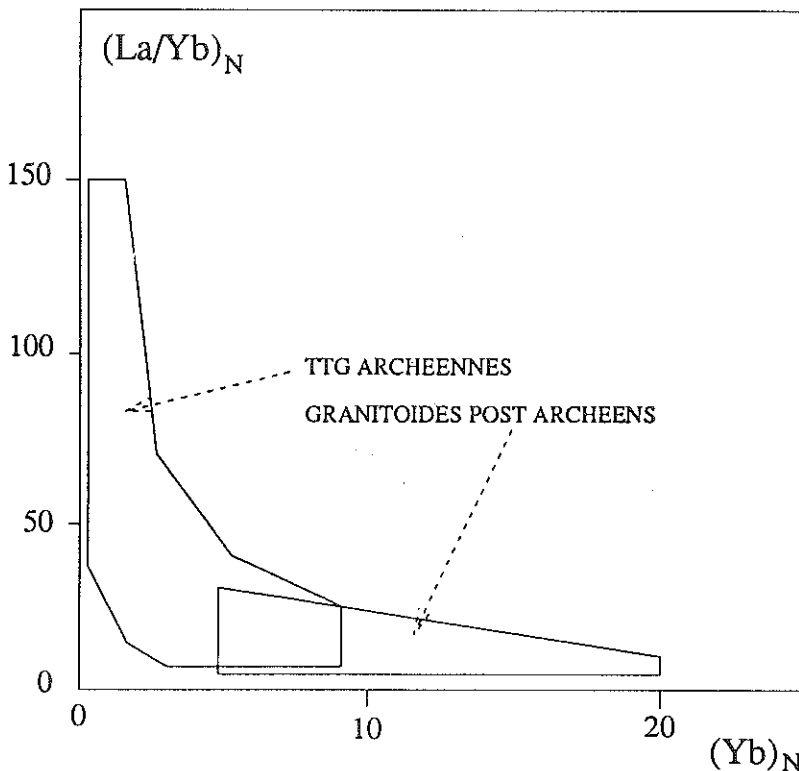


Figure V 3 : Diagramme $(La/Yb)_N$ en fonction de $(Yb)_N$ pour les TTG archéens et leurs équivalents modernes (d'après Martin, 1986).

La situation était différente à l'Archéen puisque le manteau et la lithosphère étaient substantiellement plus chauds qu'aujourd'hui. En conséquence (Martin, 1986), la croûte océanique atteignait son solidus avant d'être totalement deshydratée. De plus, les phases résiduelles comportaient le grenat alors que ce minéral n'est pas stable dans les conditions PT actuelles du coin du manteau. Ceci explique (Martin, 1986) les spectres de Terres Rares plus pentus des TTG archéens par rapport à leurs équivalents modernes (Figure V 3). Cependant, dans les conditions particulières où une lithosphère récente et chaude est subductée, comme c'est le cas dans le Sud du Chili, les spectres de Terres Rares des laves produites dans ces conditions très particulières (les "adaskites") peuvent mimer ceux de l'Archéen (Drummond et Defant, 1990).

V 2 Modèles de croissance crustale

Si l'origine de la croûte continentale à partir du manteau supérieur ne fait aucun doute, le taux de croissance crustale est encore très mal connu. Sur la base des faibles rapports isotopes du strontium généralement observés dans les roches magmatiques quel que soit leur âge, Hurley (1968), appuyé par la suite par Moorbath (1977, 1978), a proposé un taux de croissance uniforme. Ceci correspondait bien à la vision cartographique à grande échelle où il semblait que les masses continentales s'étaient formées

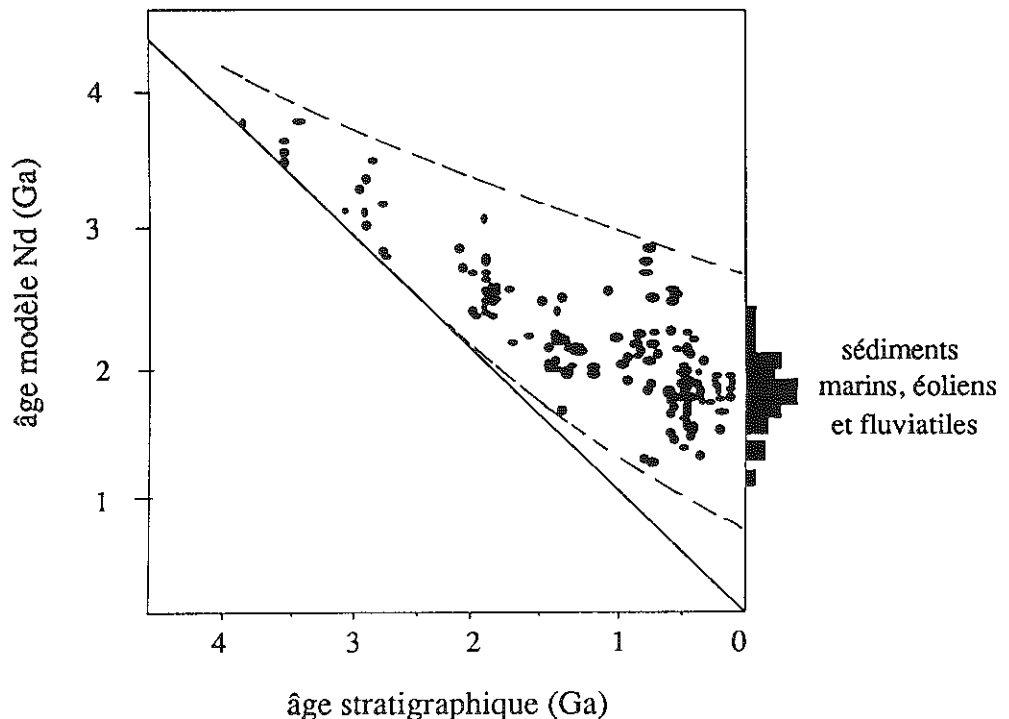


Figure V 4 : âges modèles Nd en fonction des âges stratigraphiques dans les sédiments (Miller et al., 1986).

par ajout, à chaque orogénèse, d'enveloppes nouvelles autour de noyaux anciens.

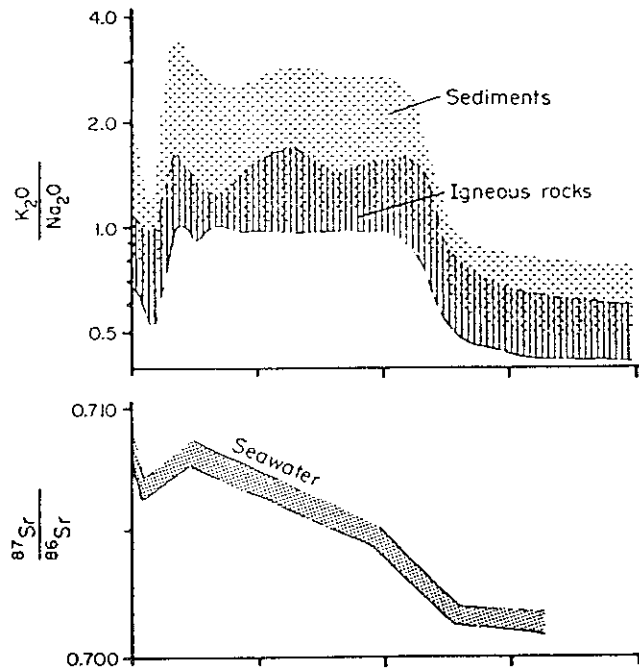
Armstrong (1981) a, le premier, proposé au contraire un modèle de formation très précoce des masses continentales, avec recyclage ultérieur. Le problème y est posé en termes de tectonique globale: le matériel crustal est recyclé via les zones de subduction et est ainsi dilué dans le manteau; le matériel magmatique renvoyé vers la croûte continentale au cours de chaque orogénèse est, pour le strontium, globalement marqué par le manteau du fait de la richesse en cet élément de celui-ci par rapport à la croûte continentale, alors que la situation est inverse pour le plomb qui garde mieux en mémoire l'environnement à fort μ de la croûte du fait de son enrichissement massif dans celle-ci. Dans ce modèle de recyclage, ou d'état stationnaire, la croûte continentale a donc été formée très tôt dans l'histoire de la Terre et n'a pas cru significativement depuis.

Le recyclage crustal a été largement confirmé par les isotopes du néodyme dans les sédiments (McCulloch et Wasserburg 1978; Miller et al., 1986). De faible dans les premiers temps, il est allé croissant comme l'indique l'augmentation progressive de l'écart entre l'âge modèle Nd et l'âge stratigraphique. La figure V 4 révèle que la rupture est très marquée au Protérozoïque inférieur; c'est donc là que le temps de résidence crustal des matériaux constitutifs des sédiments est allé soudainement croissant, reflétant donc probablement la surface croissante des matériaux crustaux soumis à l'érosion.

Par ailleurs, la géochimie isotopique du néodyme dans les granitoïdes a confirmé l'augmentation progressive du recyclage (Allègre et Ben Othman, 1980), et comme une partie non négligeable de ces granitoïdes provient de la refusion de la croûte continentale au cours de collisions, ce type de recyclage peut donc être pris comme une autre preuve, indirecte celle-là, de l'augmentation de la surface des continents. Il faut toutefois reconnaître que ces arguments fondés sur les sédiments et les granitoïdes ne renseignent ni sur l'existence ni sur le taux du recyclage crustal *via le manteau*. La meilleure approche à cet égard est due à Albarède et Brouxel (1987) qui, suivant une idée de De Paolo (1983), ont montré que le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ du manteau appauvri, déduit de l'évolution des rapports isotopiques initiaux du néodyme au cours des temps géologiques, est inférieur (0,21 contre 0,26) à ce même rapport tel qu'on peut le mesurer sur des roches basiques et ultrabasiques issues du manteau appauvri. Inversement, ce même rapport dans les sédiments est de 0,11 à 0,15, contre 0,17 lorsque déduit de l'évolution séculaire.

Mais à quelle époque ce recyclage est-il devenu significatif ? McCulloch et Wasserburg (1978) ont étudié les échantillons composites du bouclier canadien et ont déduit du groupement étroit des âges modèles Nd et Sr entre 2,5 et 2,7 Ga que ce vaste ensemble précambrien s'était formé à la fin de l'Archéen, et sans recyclage notable de matériel à longue histoire crustale. Or, comme il a été vu au § V 1, c'est justement à la limite Archéen-Protérozoïque que s'est produite la principale inflexion dans le fonctionnement de la Terre, avec par exemple l'augmentation des teneurs en thorium (Figure V 2) et Terres Rares légères dans les sédiments post-archéens, et aussi l'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les calcaires, qui reflètent ceux de l'eau de mer au moment de leur sédimentation : la figure V 5 peut être alors lue comme l'augmentation brutale non seulement

du volume de la croûte continentale, mais aussi de sa richesse en éléments lithophiles comme le rubidium (et le potassium comme vu au § V 1). C'est donc probablement à cette époque que les sédiments ont été plus



Figures V 5 : Rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les calcaires (Veizer et Compston, 1976) et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Engel et al., 1974) en fonction du temps.

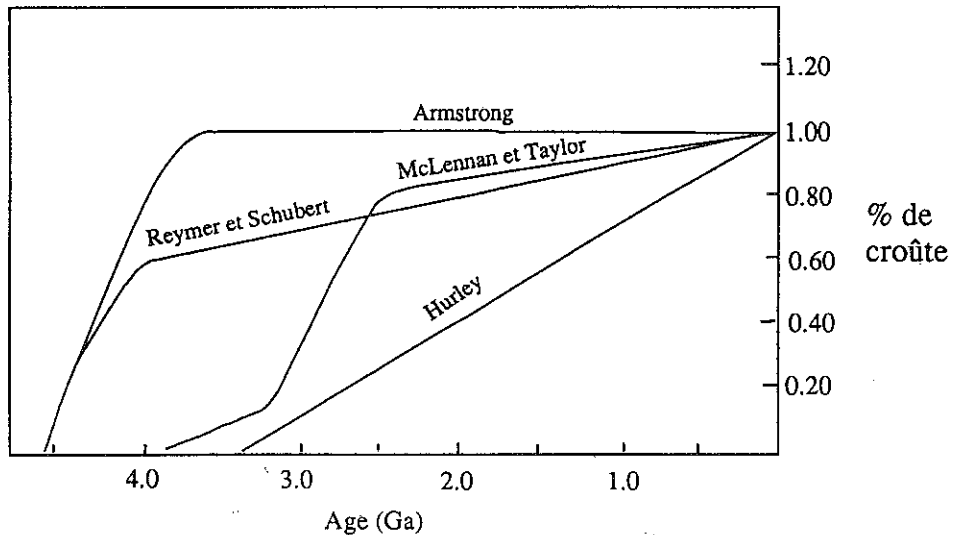


Figure V 6 : les principaux modèles de croissance crustale.

massivement livrés à la subduction, en même temps qu'était modifiée leur composition dans un sens plus lithophile.

Le caractère universel de ces observations débouche sur un quasi-consensus quant au rythme de la croissance crustale : la croûte continentale dans son ensemble s'est principalement édifiée à la fin de l'Archéen (modèle de Taylor et Mc Lennan, fig V 6), soit entre 3,2 et 2,5 Ga, au point qu'il y a 2,5 Ga, au moins 50%, et plus probablement 80% des surfaces continentales étaient déjà présentes. La taille des continents n'a augmenté depuis que modérément, au rythme d'environ 1 km³/an, ce qui n'exclut pas des variations brutales du taux de croissance; ainsi, dans le bloc arabo-nubien, les volumes considérables de séries d'arcs accrétées de 900 à 600 Ma semblent soutenir l'hypothèse d'une accélération brutale de la croissance crustale à cette époque (Pallister et al., 1990). Depuis les temps mésozoïques en tous cas, le taux de croissance crustale est faible, puisque s'est établi un état quasi-stationnaire où l'adjonction de matériel aux marges est presque compensé par l'érosion. Le bilan net de la subduction de sédiments est cependant loin d'être précis car parmi ceux-ci, une proportion peut-être importante n'est pas diluée dans le manteau mais est accrétée latéralement aux continents. La mauvaise connaissance de ce bilan, autant actuellement que dans le passé, reste ainsi la principale limitation à l'affinage des modèles de croissance crustale.

- Albarède F. et Brouxel M., 1987, The Sm/Nd secular evolution of the continental crust and the depleted mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 25-35.
- Allègre C.J. et Ben Othman D., 1980, Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis, *Nature*, 286, 335-342.
- Armstrong R.L., 1981, Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 301, 443-472.
- Arndt N.T. et Goldstein S.L., 1987, Use and abuse of crust-formation ages, *Geology*, 15, 893-895.
- Bowring S.A., Williams I.S. et Compston W., 1989, 3,96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada, *Geology*, 17, 971-975.
- Chase C.G. et Patchett P.J., 1988, Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle depletion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 66-72.
- Collerson K.D., Campbell L.M., Weaver B.L. et Palacz Z.A., 1991, Evidence for extreme mantle fractionation in early Archean ultramafic rocks from northern Labrador, *Nature*, 349, 209-214.
- Condie K.C., 1986, Origin and early growth rate of continents, *Precamb. Res.*, 32, 261-278.
- Deniel C., Vidal Ph., Fernandez A., Le Fort P. et Peucat J.J., 1987, Isotopic study of the Manaslu granite (Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites, *Contr. Mineral. Petrol.*, 96, 78-92.
- De Paolo D.J., 1983, The mean life of continents: estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 705-708.

- Drummond M.S. et Defant M.J., 1990, A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archaean to modern comparisons. *J. Geoph. Res.*, 95, 503-521.
- Dupuy C. et Dostal J., 1984, Trace element geochemistry of some continental tholeiites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 61-69.
- Dupuy C., Leyreloup A. et Vernières J., 1979, The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France), *Origin and Distribution of the Elements 2*, Pergamon, 401-415.
- Engel A.E.J., Itson S.P., Engel C.G., Stickney D.M. et Cray E.J., 1974, Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view, *Bull. Geol. Soc. Amer. Bull.*, 13, 843-858.
- France - Lanord C. et Le Fort P., 1988, Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis, *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 79, 183-195.
- Froude D.O., Ireland T.R., Kinney P.D., Williams R.S., Compston W., Williams A.R. et Myers J.S., 1983, Ion microprobe identification of 4,100-4,200 Myr-old detrital zircons, *Nature*, 304, 616-618.
- Galer S.J. et Goldstein S.L., 1991, Early mantle differentiation and its thermal consequences, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 227-239.
- Gill J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics, *Minerals and Rocks* 16, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 390 p.
- Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgewater D. et Nutman A., 1983, Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from west Greenland and their implications for the Earth's early history, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 263-272.
- Hildreth W. et Moorbath S., Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile, 1988, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- Hurley P.M., 1968, Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1025-1030.
- James D.E., 1981, The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination, *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 9, 311-344.
- Le Fort P., 1975, Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc, *Am. J. Sci.*, 275, 1-44.
- Le Fort P., 1981, Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geoph. Res.*, 86, 10545-10568.
- Martin H., 1985, Nature, origine, et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Mém. CAESS*, Rennes, 392 p.
- Martin H., 1986, Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction - zone magmas, *Geology*, 14, 753-756.
- Martin H., 1987, Petrogenesis of Archaean Trondjemites, Tonalites, and Granodiorites from Eastern Finland: Major and Trace Element Geochemistry, *J. Petrology*, 28, 921-953.
- Martin H., Chauvel C., Jahn B.M., Vidal Ph., 1983, Rb-Sr and Sm-Nd ages and isotopic geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from Eastern Finland *Precambrian. Res.*, 20, 79-91.
- Martin H. et Querré G., 1984, A 2.5 Ga reworked sialic crust: Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland, *Contr. Mineral. Petrol.*, 85, 292-299.

- Martin J.M. et Meybeck M., 1979, Elemental mass-balance of material carried by major world rivers, *Mar. Chem.*, 7, 173.
- McCulloch M.T. et Wasserburg G.J., 1978, Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Formation, *Science*, 200, 1003-1011.
- Michard-Vitrac A., Lancelot J., Allègre C.J. et Moorbath S., 1977, U-Pb ages on single zircons from the early Precambrian rocks of West Greenland and the Minnesota River Valley, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 449-453.
- Miller R.G., O'Nions R.K., Hamilton P.J. et Welin E., 1986, Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution, *Chem. Geology*, 57, 87-99.
- Moorbath S., 1977, Ages, isotopes and evolution of precambrian continental crust, *Chem. Geology*, 20, 151-187.
- Moorbath S., 1978, Age and isotope evidence for the evolution of continental crust., *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 288, 401 - 413.
- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gale N.H. et McGregor V.R., 1972, Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland, *Nature*, 240, 78-82.
- Moorbath S., Taylor P.N. et Goodwin R., 1981, Origin of granitic magma by crustal remobilisation: Rb-Sr and Pb/Pb geochronology and isotope geochemistry of the late Archean Qôrqt Granite Complex of southern West Greenland, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1051-1060.
- Newton R.C., 1987, Petrologic aspects of Precambrian Granulite Facies Terrains Bearing on their origin, *Proterozoic Lithospheric Evolution*, AGU Ed., 11-26.
- O'Nions R.K. et McKenzie D.P., 1988, Melting and continent generation, 1988, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 449-456.
- Pallister J.S., Cole J.C., Stoesser D.B. et Quick J.E., Use and abuse of crustal accretion calculations, *Geology*, 18, 35-39.
- Patterson C.C., Age of meteorites and the earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1956, 10, 230-237.
- Peucat J.J., Vidal Ph., Bernard-Griffiths J. et Condie K.C., 1990, Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the archaean low-to high-grade transition zone of southern India: syn-accretion vs post-accretion granulites, *J. Geol.*, 1989, 97 : 537-550
- Rudnick R.L., 1989, Xenoliths - Samples of the lower continental crust, in: *The Continental Lower Crust*, Elsevier.
- Shirey S.B. et Hanson G.N., 1986, Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2631-2651.
- Smith A.D. et Ludden, J.N., 1989, Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, 14-22.
- Stern C.R., 1991, Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas, *Geology*, 19, 78-81.
- Taylor P.N., Jones N.W. et Moorbath S., 1984, Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of Precambrian granitoid rocks, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 310, 605-625.

- Taylor P.N., Kramers J.D., Moorbath S., Wilson J.F., Orpen J.L. et Martin A., Pb/Pb, Sm/Nd and Rb-Sr geochronology in the Archean Craton of Zimbabwe, *Chem. Geology (Isotope Geosc. Section)*, 87, 175-196.
- Taylor S.R., 1989, Growth of planetary crusts, *Tectonophysics*, 161, 147-156.
- Tera F., Brown L., Sacks I.S., Klein J. et Middleton R., 1986, Sediment incorporation in island-arc magmas: inferences from ^{10}Be , *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 535-550.
- Veizer J. et Compston W., 1976, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 905-914.
- Vidal Ph., Tilton G.R., Blais S., Jahn B.M. et Capdevila R., 1980, U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi Archean greenstone belt (Eastern Finland). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 2033-2044.
- Vidal Ph., Bernard - Griffiths J., Cocherie A., Le Fort P., Peucat J.J. et Sheppard S., 1984, Geochemical comparisons between himalayan and hercynian leucogranites, *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, 179-190.
- Vidal Ph., Le Guen de Kerneizon M., Maury R.C., Dupré B. et White W.M., 1991, Large role of sediments in the genesis of some Lesser Antilles andesites and dacites (Soufriere, St Lucia): Isotopic constraints, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 993-1002.
- Weaver B. L. et Tarney J., 1981, Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 172
- White W.M. et Dupré B., 1986, Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: Isotopic and trace element constraints, *J. Geophys. Res.*, 91, 5927-5941.
- Wilson M., 1989, Igneous Petrogenesis, Unwin Hyman, 466 p.
- Wyllie P.J., 1983, Experimental and thermal constraints on the deep seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones, in Al'terton M.P. et Gribble C.D., *Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva, 37-51.

Chapitre VIII

Oceanic domains and the mantle

par Jean Guy SCHILLING

I - Introduction

This chapter deals with the application of radiogenic isotopes in mid-ocean ridge and ocean island basalts as tracers for studying the mantle, the nature and scale of its heterogeneities and its dynamics. By itself, the method of using basalts for sampling and imaging spatial isotopic distributions in the mantle is indirect. At best, it provides only a plan view of the upper-most mantle. However, by combining this approach with other petrologic, tectonic, geologic and geophysical information and some simple modelling, one can overcome this limitation and indeed provide some valuable constraints on mantle dynamics. We will first state some major problems of current interest, describe two principal methodologies, then briefly review a few specific examples, emphasizing some historical aspects.

II - Problems in mantle dynamics

It is now well accepted that the Earth's mantle is convecting. The different scales and styles of convection, however, remain far more uncertain (Turcotte and Oxburgh 1967, Olson et al. 1990, Bercovici et al. 1989). Broadly speaking, the convective structure of the mantle is composed of at least two thermal boundary layers where horizontal flow may dominate: one at the core/mantle boundary, the other just beneath the lithospheric plates near the Earth's surface. Some assume that a third thermal boundary layer may be present at the 670-km discontinuity, but this is controversial (Davies 1984). Downward movements appear dominated by cold arcuate sheets associated with the subduction of the lithospheric plates observed near trenches and island arcs. In

contrast, hot mantle upwellings appear columnar and plume-like. Mid-ocean ridges, which migrate relative to plumes as a result of the global integration of forces acting on plates (Stein et al. 1977), appear to be passive features tapping merely upper-mantle material in response of plate divergence. On the other hand, rising thermal mantle plumes, such as beneath Hawaii or Iceland, are a more direct reflection of the convective state of the deeper mantle. This coarsely painted picture is based on surface observables such as plate tectonics, heat flow, the geoid and topographic swells and lineaments (Richards et al. 1988, Davies 1988, Cazenave et al. 1989), and three dimensional constraints from seismic tomography (Dziewonski and Anderson 1984) and numerical and laboratory fluid dynamic experiments (Bercovici et al. 1989).

Some key questions to be addressed are for example:

Where do thermal mantle plumes originate? Are they derived from the so called D" thermal boundary layer at the core/mantle interface (e.g. Loper and Stacey 1983, Olson et al. 1987), or from the 670-km discontinuity (e.g. Ringwood 1991), or both (e.g. Allègre and Turcotte 1985)?

What is the origin of the isotopic diversities of plumes? Do parent/daughter and radiogenic isotope heterogeneities over hotspots reflect recycling of either old oceanic lithosphere (Hofmann and White 1983), entrained sediments, or delaminated continental lithosphere (McKenzie and O'Nions 1983), or do they merely reveal the ascent of more primitive heterogeneity domains stored in the deep mantle since the formation of the core, as for example suggested by the high $^3\text{He}/^4\text{He}$ over Iceland, Hawaii and Réunion islands (Poreda et al. 1986, Kurz et al. 1982, Graham et al. 1990)?

What chemical fractionation or filtering effects does the

recycled oceanic crust suffer because of its dehydration taking place at subduction zones?

Does the oceanic lithosphere sink to the core/mantle interface, or is it stored at the 670-km discontinuity because of neutral buoyancy? What is the residence time of lithospheric fragments in these temporary burial grounds?

Are the upper and lower mantle convecting separately, or is convection mantle wide? How much chemical and isotopic exchange or contamination is there between these two reservoirs as a result of ascending plumes or sinking lithosphere?

To what extent the isotopic composition of thermal plumes monitored at the Earth's surface reflect dilution by entrainment of lower and upper mantle material, or interaction and mixing with the asthenosphere and the lithosphere?

Does the D" layer represent the burial ground of old sunken lithospheric slabs, or a complex chemical reaction zone with the rapidly convecting molten Fe-rich core (Jeanloz 1990), or both?

III - Isotope methodology

The problems of mantle evolution and dynamics just described can be tackled in either of two ways. The first approach makes use of radiogenic bearing isotope ratio (R) as a pure tracer; much like dyes are used to follow flow patterns and mixing conditions in laboratory fluid-dynamic experiments. This method has been used extensively to study the interaction of plumes with mid-ocean ridges, since the isotopic composition of plumes are usually distinct from that of the asthenosphere it penetrates, mixes and interacts with (e.g. Hart et al. 1973, Sun et al. 1975, Hanan et al. 1986). Mantle evolution problems are

better approached by looking at the relationships that must exist between the radiogenic-bearing isotope ratio (R) with its parent/daughter ratio (P/D) and the time elapsed (t) between fractionation events assuming closed system conditions. If exchange of material and mixing between adjacent reservoirs is occurring continuously the transport rates of the parent and daughter elements must also be defined. This latter approach has been developed and championed by Allègre and coworkers and makes use of the so called box models. The reader is referred to Allègre (1987) for a review of this powerful approach which he primarily developed. Constraints on recent mantle mixing and dynamics are best gained with the tracer approach, whereas the long-term chemical evolution of the mantle and coupled evolution of the continental crust, the oceans and the atmosphere are best studied by the latter. The basic principles behind these two approaches are briefly reviewed, to the extent needed in this short introductory course.

1. Tracer approach

The intensity of isotope ratios of Nd, Sr, Pb and others can be used as pure tracers, similarly to dyes of different primary colors in a fluid dynamic experiment could, to constrain or identify probable end-member mantle source domains and recent mixing relationships apparent between them. Such relationships can readily be represented graphically in 2-D and 3-D isotope spaces, and by representing geographically the variation of one isotope at a time in the form of a profile (or map, depending on the nature and density of sampling possible).

The spatial resolution of isotope tracer for imaging

heterogeneities in the upper mantle, using basalts, is controlled by the length scale (density) of sampling relative to the various length scales of the magmatic system by which the basalts are produced and transported through the oceanic lithosphere. This is so because the magmatic system has the property of rehomogenizing heterogeneities seeped in the mantle at the first place. The magmatic system includes the melting zone resulting from decompression melting, melt segregation mode, and the plumbing system in the lithosphere. Heterogeneities at the scale of the mineral grain size of the peridotite mantle is clearly filtered by these magmatic processes. This is further insured by analyzing only basaltic glasses (devoid of phenocrysts or xenocrysts). Experience indicates that sampling at 10-40 Km intervals along the mid-ocean ridge axis is adequate for studying plume - migrating ridge interactions in the upper mantle. A higher density sampling of intraplate oceanic islands is necessary for studying larger scale plume provincialities in the deeper mantle, because of the need of first filtering the complicated process of mantle plume - lithosphere interactions.

Relationships in isotope spaces of higher orders can also be studied simultaneously in a very informative way. However, this requires multi-component vector-matrix algebra manipulations and multivariate statistical techniques, in order to combine and reduce the number of variables with a minimum loss of information for graphical representation (Tatsuoka 1971, Green 1976, or Le Maître 1982). This approach is more novel in the field of isotope geochemistry. Staudigel et al. (1984) and Allègre et al. (1984) have made use of principal component analysis to this end. Fontignie and Schilling (1991) have

extended this approach to discriminant and cluster analyses and generalized statistical distances (D^2) (e.g. the Mahalanobis distance), using as a case study the Sala y Gomez plume - Easter Microplate region. By this means they were able to identify the nature and evaluate the most probable location of the influential plume in the region. The generalized distance (D^2) is of particular interest since it allows to quantify in multi-isotope space, isotopic differences between either individual samples (lavas), or a number of samples a priori grouped by some independent means (e.g. by dredge stations, or by tectonically defined ridge segments). The approach allows to represent spatial variations of differences observed in multi-isotope space between samples (or groups of samples) by plotting, in 2-D, geographical distances against corresponding generalized statistical distances (D^2).

It is important to realize that mixing trends in 2, 3 or higher order isotope spaces are not necessarily linear. The isotope ratio R_m in a multi-component mixture is given by:

$$R_m = (1/c_m) \sum z_i c_i R_i = \sum x_i R_i \quad (1)$$

where:

R_i = isotope ratio of end-member i

z_i = mass fraction of end-member component entering the mixture,

with $\sum z_i = 1$

c_m and c_i = element concentration in the mixture and the end-member i.

x_i = mass fraction of the daughter element contributed to the mixture

by end-member component i; with $x_i = z_i c_i / \sum z_i c_i$ and $\sum x_i = 1$.

The isotopic composition of the mixture (R_m) is an average of the end-members weighted by the daughter element mass-fraction (x_i) contributed to the mixture by the end-members.

Representation of $R_m(z_i)$ in 2-D, 3-D or higher multi-isotope space is linear only in some special cases. For example, in a binary mixing model the ratio of c_1/c_2 in the two end-member sources must be equal. A two component mixing will also be linear if the multi-isotope representation is limited to the same element such as in 2-D or 3-D Pb isotope ratio space (e.g. Langmuir et al. 1978). Because of this property, Pb isotope ratio plots represent the most stringent and rigorous tests of two or three-component mixing. The mixing lines (vector) in 2-D Pb isotope ratio space points directly towards the two end-member isotopic compositions, whereas when there is some curvature in some other isotope spaces, the mixing vector is less diagnostic (unless the curvature is very strong and the two asymptotes can be used as guides, e.g. Langmuir et al. 1978). In 3-D Pb isotope ratio space, the topology of a three component mixing must generally be a triangle within a single plane, unless the 3 end-member poles form a single line (within the plane).

The topology of mixing can be extended to comprise end-members with fixed (uniform) isotope ratios, but variable element concentrations (e.g. mixing of basaltic melts derived from isotopically distinct mantle sources but which have randomly suffered different extents of partial melting or fractional crystallization prior to mixing taking place). Because of the square hyperbolic form of mixing between two end-members under such conditions, generally in a binary or ternary mixing model, the data could span either a rectangle in 2-D

isotope ratio representation, or a right parallelepiped cuboid in 3-D isotope representation.

The isotope tracer technique just described can be extended to parent/daughter ratios, or other incompatible trace element ratios. Of course, this pre-supposes that differences in partial melting and fractional crystallization conditions for the group of lava under study have remained sufficiently small to be neglected. In the case of trace element ratios, c_i and x_i in Equation (1) refer to the daughter element or the element at the denominator of the ratio (e.g. Sm in La/Sm ratio). A comparison of inter-sample relationships determined in multi-isotope space and in corresponding P/D space (or other trace element ratios) can provide clues as to whether this is the case or not. In other words, constraints on the sequence of these processes may be provided; that is on the timing of the mixing process relative to partial melting and fractional crystallization (see e.g. Verma et al. 1983 for the Galapagos region, or Chen and Frey 1983 for the Hawaiian Islands).

Finally, a chronology of mixing may also be established from consideration of isotope ratios only, as discussed by Hart et al. 1986, Hanan et al. 1986 and Hart 1988.

2. Radiogenic isotope systematics

The growth of the radiogenic component in a system which has remained closed from time (t) until now is expressed by:

$$R = R_0 + \mu (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

where R_0 is the initial isotopic ratio at time t .

R is the present isotopic ratio

λ is the decay constant of the parent isotope, and

μ is the P/D ratio, projected as today's value.

For a more complex continuous evolution with $\mu = f(t)$

$$R = R_0 + \int \mu(t) e^{\lambda t} dt \quad (3)$$

$\mu(t)$, expressed as today's value (hence $e^{\lambda t}$) would have to be defined by some transport model for both the parent and the daughter isotopes. The isotopic composition measured today (R) records the time-integrated fractionation evolution of the parent/daughter ratio (Fig. 1). Whether this complex evolution is continuous, or represented by a series of closed system stages (episodic evolution), it can always be replaced by a single stage evolution with the use of a mean $\langle \mu \rangle$ from time $T_0 = 4.55$ Ga, i.e. the age of the Earth. The relation is:

$$R = R_0 + \langle \mu \rangle (e^{\lambda T_0} - 1) \quad (4)$$

with $\langle \mu \rangle$ representing the time-integrated P/D ratio, i.e. an average of all P/D ratios (μ_i), weighted by the fractional time corresponding to each fractionation stage, in a n stage episodic model (Fig. 1). That is:

$$\langle \mu \rangle = \sum \mu_i (\Delta T_i / T_i) \quad (5)$$

Or in the limit of a continuous evolution model:

$$\langle \mu \rangle = (1/T) \int \mu(t) dt \quad (6)$$

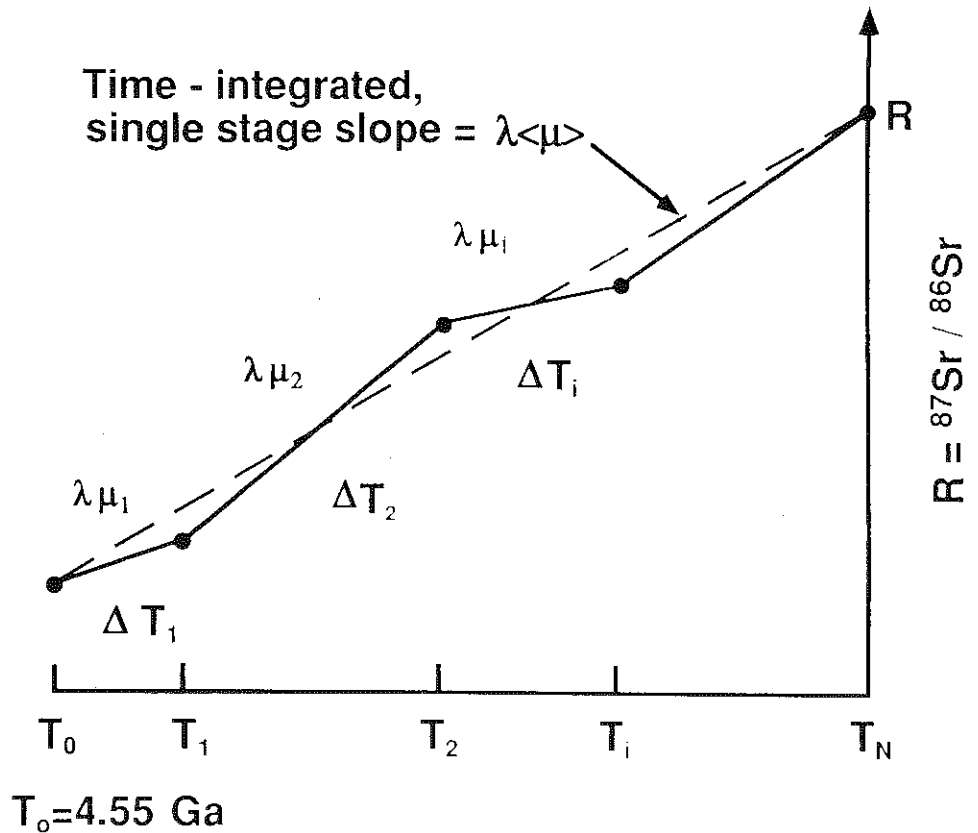


Fig. 1. Episodic isotope evolution model for Rb-Sr isotopic system.

Whatever the evolution may have been, the time-averaged $\langle \mu \rangle$, calculated from the measured isotopic composition (R) in a lava and equation (4) above, can profitably be compared with the best estimate (P/D) ratio for the Bulk Silicate Earth (e.g. Allègre et al. 1983 a&b, 1988), using for instance the f and ϵ notation of De Paolo and Wasserburg (1976a). This defines whether the mantle source of this lava was enriched or depleted on the time-integrated basis.

The calculated $\langle \mu \rangle$ can also be compared with the P/D ratio actually measured in the lava (i.e. $\mu_{\text{meas.}}$). For convenience,

this can be done by defining the normalized ratio

$$N = \mu_{\text{meas.}} / \langle \mu \rangle.$$

Whether the μ measured in a lava is in fact representative of its source in the mantle, of course, should depend on the mode of formation of the lava and its evolution during emplacement, i.e. partial melting and fractional crystallization conditions which may have existed. Changes in μ by fractional crystallization is generally considered not critical when dealing with MORBs. As for partial melting, there are two schools of thought. Conventional modelling with the batch or fractional melting equations (Schilling and Winchester 1967, Gast 1968, Shaw 1970) suggests that if tholeiitic MORBs are produced by a degree of melting (F) in the range $25\% < F < 10\%$, the μ measured in the lava equals that of its mantle source, within a few percent accuracy. The other school led by McKenzie, indicates that the μ measured in MORB reflects a collection of melt produced by small degrees of melting ($<2\%$) from a large volume of mantle, which was added to the main melt fraction formed at shallow depth and which controls the major element chemistry of MORBs (McKenzie 1984, Galer and O'Nions 1986). $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ disequilibrium found in MORBs and its inference on short-term Th/U fractionation provide some of the evidence (McKenzie 1985, Galer and O'Nions 1985).

It is generally recognized from isotope systematics of MORBs that measured P/D ratios cannot be long-term features of the mantle (e.g. Tatsumoto et al. 1965, Bence 1966, Tatsumoto 1978, Galer and O'Nions 1986, Salter and Hart 1989). At least two-stage scenarios and corresponding model ages must be considered to alleviate this problem. But so far, little attention has been paid to determine for a given set of samples if there is

any concordance in model ages constructed independently from the Nd, Sr and Pb systems, or with model ages derived by $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ systematics independently of U/Pb ratios.

Continuous open system models making use of residence time concepts have also been considered fruitfully (e.g. Armstrong 1968, Jacobsen and Wasserburg 1979, O'Nions et al. 1979, Allègre et al. 1980, Turcotte and Kellogg 1986, De Paolo 1980, Zartman and Haines 1988 and Galer et al. 1989). The accuracy of these models depends on how well we are able to estimate the average composition of the Earth in terms of initial isotopic ratios (R) and parent /daughter ratios (P/D), as well as the age of the Earth. Central to resolving this question is how heterogeneous is the Earth, particularly its hidden and largest portion, the mantle.

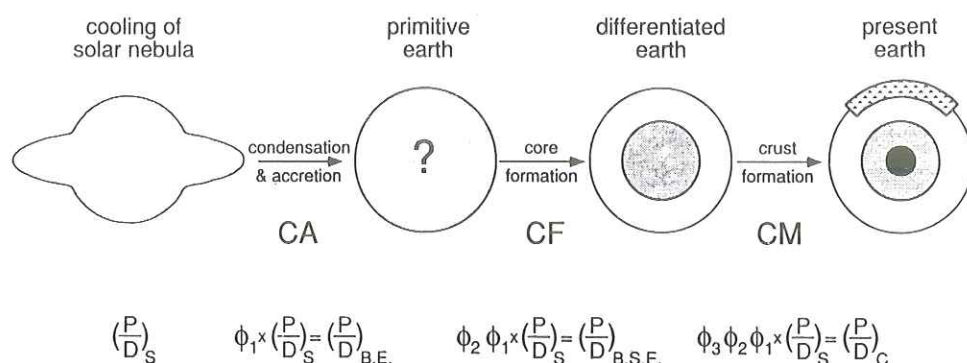
IV - Estimates of parent/daughter ratios in the Bulk Silicate Earth

Estimates of the average composition of the Earth (i.e. bulk earth or B.E.) have been drawn by analogy with various kind of meteorites for more than a century. The rationale behind the drawn analogy has evolved with time and is a fascinating study by itself. Prior to the development of seismology, the constraints to be met surrounded mostly the mean density, oblateness, precession and angular momentum of the Earth, models of density increase with depth (pressure) and the Earth's magnetic field (e.g. Fisher 1881 and ref. therein particularly E.Roche 1881). As the basic layered structure of the Earth was revealed by seismology (1909-1936 period) (see e.g. Brush 1982 and references therein for an historical review),

the arguments shifted in finding the "right" blend of meteorites for the mantle and the core (e.g. Washington 1925). By also drawing analogy from slag metallurgy, Goldschmidt (e.g. 1929) added a transitional zone between the Fe-core and the silicate mantle composed of iron sulfide and oxides. The estimate of the parent daughter ratios in the silicate part of the Earth (i.e. Bulk Silicate Earth, or $BSE = BE - Core$) depend heavily on the choice of model for the formation of the solar system and the inner planets, and on asserting the origin and degree of primitiveness of various meteorites by comparing them to solar abundances from spectral analyses.

It is now generally accepted that the P/D ratios of *refractory* element pairs in the Bulk Silicate Earth are essentially identical to chondrite meteorites (e.g. Sm/Nd, Lu/Hf, Re/Os). In contrast, P/D ratios involving *volatiles* are distinct from chondrites and are far more difficult to estimate, not only for the Earth but also for other inner planets. The fractionation took place during the condensation of the solar nebula and planetary accretion. Bulk Earth estimates in this case are model dependent. Figure 2 illustrates a simple 3-stage model for the Earth formation during its early evolution. The three fractionation stages considered are condensation/accretion, core formation, and formation of a protocrust. For simplicity, the condensation and accretion (CA) processes have been lumped, since most models of planetary formation proposed (e.g. homogeneous versus heterogeneous) differ primarily on the rate at which these two processes are taking place and on their relative timing. Although the timing of core formation (CF) and continental protocrust formation by mantle differentiation (CM) may overlap, they are likely to be spatially separated and reflect processes physico-chemically distinct. For each of the three steps, the P/D ratio is fractionated by a factor ϕ_i ($0 < \phi_i < \infty$), which depends on the

Earth Evolution Model



$\phi_i =$ process operator or fractionation factor = f_P/f_D

$f_i =$ enrichment factor (function of intensity of process)

Fig. 2. Simple three stage evolution model of the Earth. See text for definition of terms. C stands for proto-crust and S for solar nebula.

phase equilibrium partitioning involved, the chemical nature of the element and the intensity of the process (i.e. fraction condensed, core fraction segregated and degree of partial melting). Table 1 describes the nature of these parameters and the equilibrium involved. Fig.3 shows a model of element condensation sequence for guidance; and Fig.4 shows the radiogenic isotope evolutionary diagram corresponding to this three-step model. BSE estimates of P/D ratios in radiogenic systems involving two refractory elements are simpler, since no fractionation takes place during the condensation/accretion process (i.e. $\phi_1=1$: e.g. Sm/Nd, Lu/Hf, Re/Os systems). Lithophile elements ratios are also not likely to be fractionated during core formation (CF) (i.e. $\phi_2=1$; e.g. for Sm/Nd, Lu/Hf, Rb/Sr). The more incompatible and similar the bulk crystal

Table 1: Earth Evolution Model

<u>Fractionation process</u>	<u>Phase equilibrium involved</u>	<u>P/D properties</u>
Condensation & accretion (CA)	gas/solid, gas/liquid partitioning	refractory vs volatile
Core formation (CF)	iron segregation - silicate/iron partitioning	sid.-chalc. vs lithophile
Crust-mantle differentiation (C/M)	melting, crystallization crystal/melt partitioning	ionic radius, valence

	<u>Intensity Factor</u>	<u>Controlling Properties</u>	<u>Re/Os</u>	<u>Sm/Nd Lu/Hf</u>	<u>Rb/Sr</u>	<u>U/Pb Th/Pb</u>
C.A.	fraction condensed	partial pressures	no fract., refr./refr.	no fract., refr./refr.	mildly vola./refr.	refr./highly vola.
C.F.	core fraction segregated	Fe melt/silicate D's	not signif. fract., sid./sid. both accepted	no fract., lith./lith. both rejected	no fract., lith./lith. both rejected	signif. fract., lith./chalc. if FeS present rej./acc. = fract.
C/M	degree of partial melting	silc. cxl/melt D's	large fract. $D_{Re} \approx 1$ $D_{Os} > 1$ due to sulfide affinity	signif. fract. if $D_{Sm} > D_{Nd}$ or $D_{Lu} > D_{Hf}$ e.g. garnet involvement	signif. fract. $D_{Rb} \ll D_{Sr}$ $D_{Sr} \rightarrow 1$	mildly fractionated $D_{Pb} > D_U \approx D_{Th}$ $D_{Th}, D_U \rightarrow 0$

refr. = refractory
vola. = volatile

lith. = lithophile
sid. = siderophile

chalc. = chalcophile
silc. cxl = silicate crystal

D = partition coefficient
fract. = fractionation

rej. - rejected
acc. - accepted

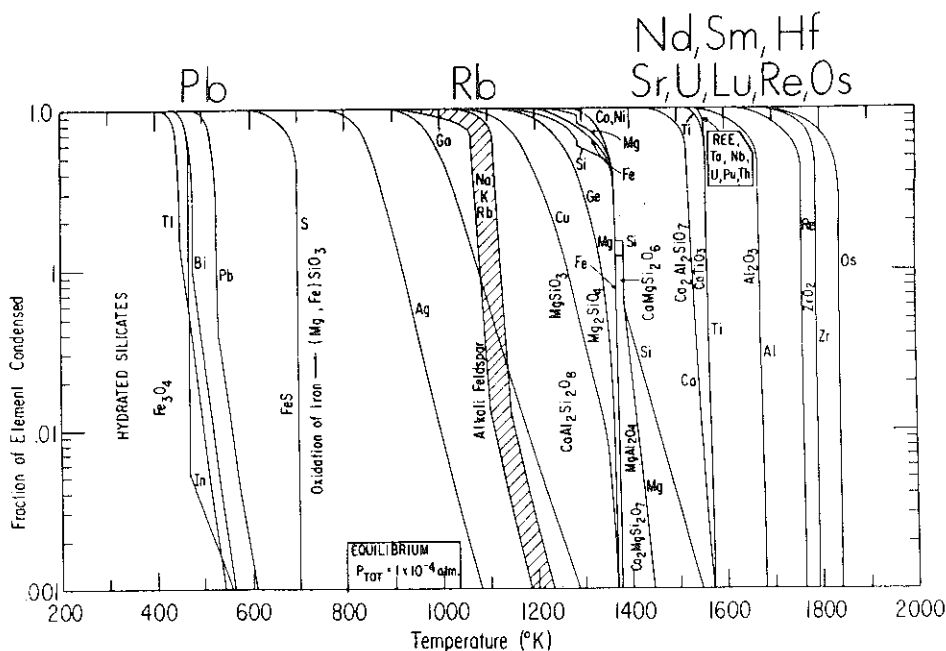


Fig. 3. Condensation of the elements from a gas of solar composition at 10^{-4} atm. Chemical formulas of stable condensate phases are written below the temperatures at which they become stable. Reproduced from Grossman and Larimer, 1974.

melt partition coefficient of the parent and daughter are during protocrust formation (CM) by partial melting (or fractional crystallization if the Earth was totally molten), the closer ϕ_3 tends toward unity (e.g. Sm/Nd, Lu/Hf). This is of course also true for the other processes (e.g. for CF $\phi_2 \rightarrow 1$ for the Re/Os system). On this simple geochemical basis, one can readily see how the expected dispersion of isotopic ratios increases along the evolutionary tree shown in Fig.4. It is clear that BSE-values for P/D are more readily estimated for Sm/Nd and Hf/Lu since no fraction is expected during the first two, CA and CF, processes. On the other hand, these two radiogenic systems do not provide any information on these two processes. The

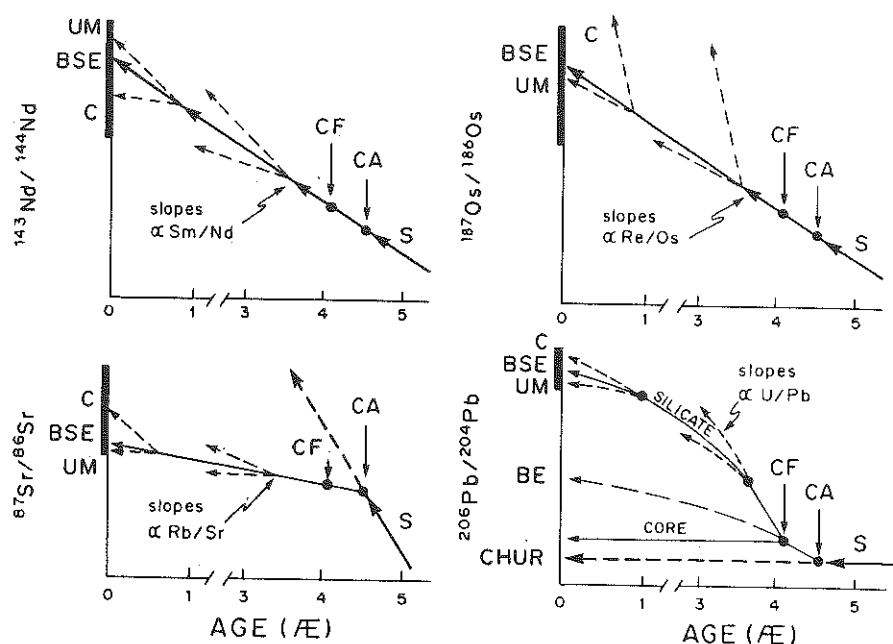


Fig. 4. Growth of Pb, Sr, Nd and Re isotopic ratios with time in the solar nebula (S), the Bulk Earth (BE), showing the fractionation effects of the original condensation and accretion of solid bodies (CA), core formation of the Earth (CF) and subsequent protocrust formation (?). Adapted from De Paolo, 1981.

BSE-values for U/Pb, Th/Pb and Rb/Sr, which involve mildly (Rb) and highly (Pb) volatile elements are the most difficult to estimate.

The Re/Os mantle evolution appears relatively more simple because during partial melting of the mantle the Re/Os of the *residual* mantle remains essentially constant and independent of the degree of partial melting over a large range. This is because the crystal/melt distribution coefficient of Re appears close to unity, and that of Os very much less than unity. The $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratio in osmoridium metal in peridotites of different ages (Fig.5), which monitors the Os isotopic mantle evolution

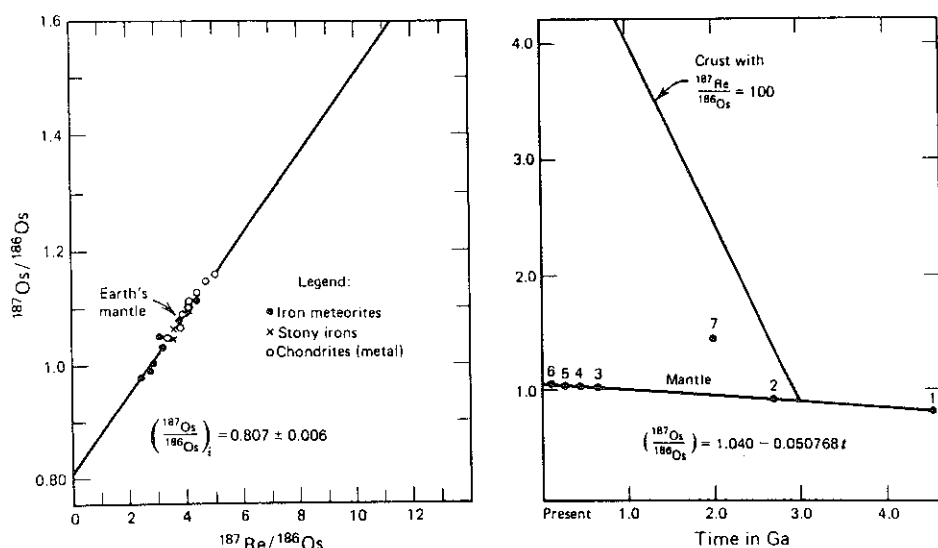


Fig. 5. Left. Re-Os isochron for iron meteorites and for the metallic phase of chondrites. All types of meteorites fit the same isochron within analytical errors, which indicates that they formed within a short interval of time from a primordial source that was isotopically homogeneous with respect to Os. The isotopic composition of Os and the $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ ratio of the mantle of the Earth also fit the meteorite isochron. This result confirms that the Earth and the parent bodies of meteorites formed at about the same time from the same primordial source. (Data from Allègre and Luck, 1980; Luck et al., 1980, Luck and Allègre, 1983. Some data points were not plotted to avoid crowding).

Right. Evolution of the isotopic composition of Os in the mantle and crust of the Earth. The Os evolution line in the mantle is constrained by the following data points: (1) iron meteorites and metallic phase of chondrites (Luck and Allègre, 1983); (2) osmiridium, Witwatersrand, S. Africa; (3) osmiridium, Tasmania; (4) osmiridium, Waratah Bay, Australia; (5)

osmium, Nevvansk, Urals, USSR; (6) osmiridium, Papua, New Guinea; (7) laurite, Merensky Reef, Bushveld Complex, S. Africa. (Data from Allègre and Luck, 1980; equation from Luck and Allègre, 1983). The evolution line for the crust is a hypothetical example of Os evolution in a system that separated from the mantle 3.0 Ga years ago and has a $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ ratio of 100. Tholeiite basalts and granites have $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ ratios that may exceed 1000. Crustal Os should therefore be highly enriched in radiogenic ^{187}Os compared with Os in the mantle. The anomalous $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratio of laurite (7) is from the Bushveld Complex. Adapted from Faure, 1986.

since this mineral is essentially devoid of Re ($\text{Re}/\text{Os} \rightarrow 0$), follows a simple near chondritic-like evolution with an apparently constant $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ of ~ 3.2 and initial ratio of 1.04 (Fig.5) (Allègre and Luck 1980). However, more recent work (e.g. Martin 1991) suggests that the time-integrated $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ of mantle plumes high in $^3\text{He}/^4\text{He}$, such as Iceland, Hawaii and Réunion, is higher (4.1) than the value reported by Allègre and Luck (1980), but still within the chondritic range (e.g. Walker and Morgan 1989) (Fig.5). The time-averaged $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ ratio of these mantle plumes would then be closer to the probable BSE value, whereas Allègre and Luck's value would be more representative of the depleted upper mantle.

The correlation of one isotope system against another, particularly when one of the two systems has a simpler evolution, can provide another means to estimate BSE of the more complex system. For example, the now well known correlation between Nd and Sr isotope ratios in basalts,

commonly referred as the mantle array (Richard et al. 1976, De Paolo and Wasserburg 1976 a&b, ONion's et al. 1977), has provided a means to estimate the BSE-value for Rb/Sr ratios assuming that the Sm/Nd ratio is indeed chondritic. The reader is referred to De Paolo (1988) for a more in-depth discussion of this approach. Note, however, that the incorporation of Samoa and Sao Miguel islands, with exceptionally high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ at a given Nd isotope ratio, has since broadened the mantle array considerably as the chondritic Nd isotope value is approached. It makes this method based on linear correlation less unique.

The correlation of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ against $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ provides also a special case since these two radiogenic systems have the same elemental parent (i.e. ^{235}U and ^{238}U). In principle, in this case the BSE-value should fall on the geochron (see below).

Finally, a more cosmological approach for estimating bulk compositions of the inner planet was developed by Ganapathy and Anders (1974). They assumed a very specific set of rules based on the condensation sequence and a mixing model involving early condensate, metal sulfide and silicate compositional ratios, the absolute abundance of U estimated for the Earth by Larimer (1971), and the Fe content of these planets as determined by Reynolds and Summers (1969) (e.g. 36% for Earth). The U value is itself based on a K/U ratio of 1×10^4 , and Hurley's (1968 a&b) estimate of Rb, K and Sr abundance in the Earth. The latter study makes a detailed inventory of Rb, K and Sr in the Earth, as constrained by $\text{K}^{40}/\text{Ar}^{40}$ and Sr isotope systematics in the continental crust and the mantle and a set of well defined assumptions. Namely, Ar

released to the crust and atmosphere is greater than Rb, and the K/Rb of the Earth's mantle (estimated from continental and oceanic basalts) is not lower than in the continental crust. They obtained a BSE-value of 0.033 for Rb/Sr, which is close to the 0.029 obtained on the basis of Nd vs. Sr isotope systematics (De Paolo and Wasserburg 1976a), or the 0.031 value based on the modern inversion method of Allègre and co workers (Allègre et al. 1983).

Another approach makes use of pairs of incompatible elements which have a very similar behavior during basalt generation (Schilling 1972, Bougault 1980, Schilling et al. 1980, Hofmann and White 1982). Although the concentration of these homologous pairs of trace elements in basalts can vary over a wide range due to mantle heterogeneities, partial melting and fractional crystallization, their ratios remain essentially constant. These ratios are nearly chondritic for refractory elements (e.g. Hf/Zr, Ti/Sm). Ratios involving elements of varying volatility can also stay constant (e.g. Ba/Rb, Cs/Rb or Ba/Cl, Sr/F) but their values are not chondritic. On this basis and an absolute BSE-value for Sc assumed equal to 17 ppm, Hofmann and White (1982) estimated a Rb/Sr of .029; which is essentially identical to the value provided by the Nd-Sr isotope mantle array correlation. A non-chondritic, constant K/U ratios of $1.27 \times 10^4 \pm 200$ was also obtained in MORB glasses (Jochum et al. 1983). Its similarity with the 1×10^4 mean value estimated for other rocks from continental settings by Wasserburg et al. 1964, suggest a BSE-value of the same order.

In the latter approach, it is essential that not only the ratio be constant in the OIB-MORB population, but also that the average continental crust be also similar. Otherwise, the

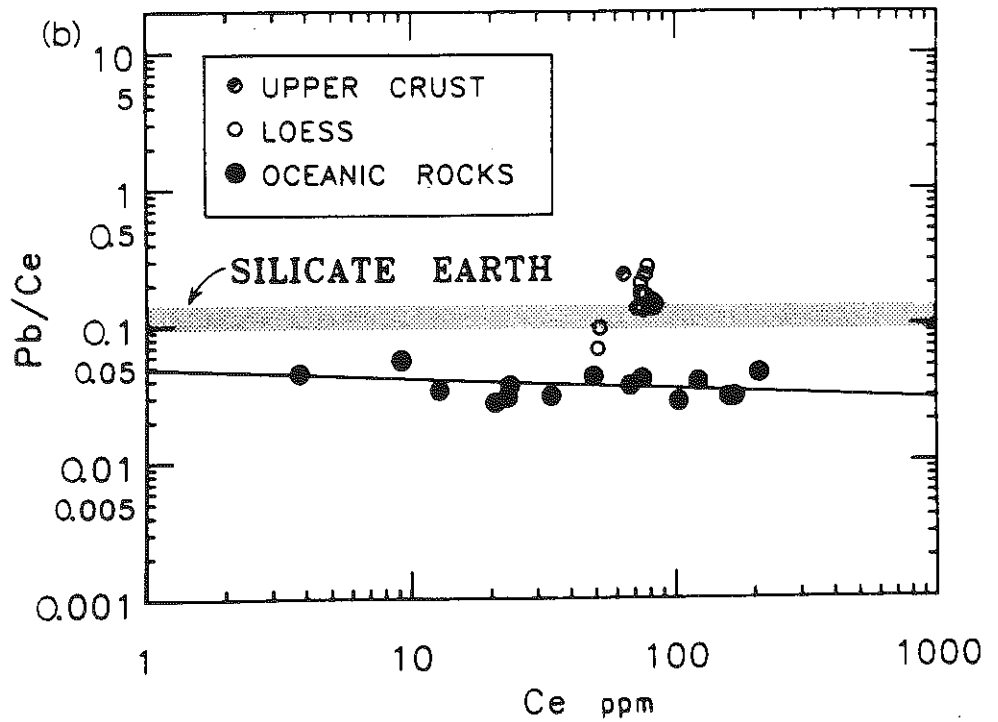
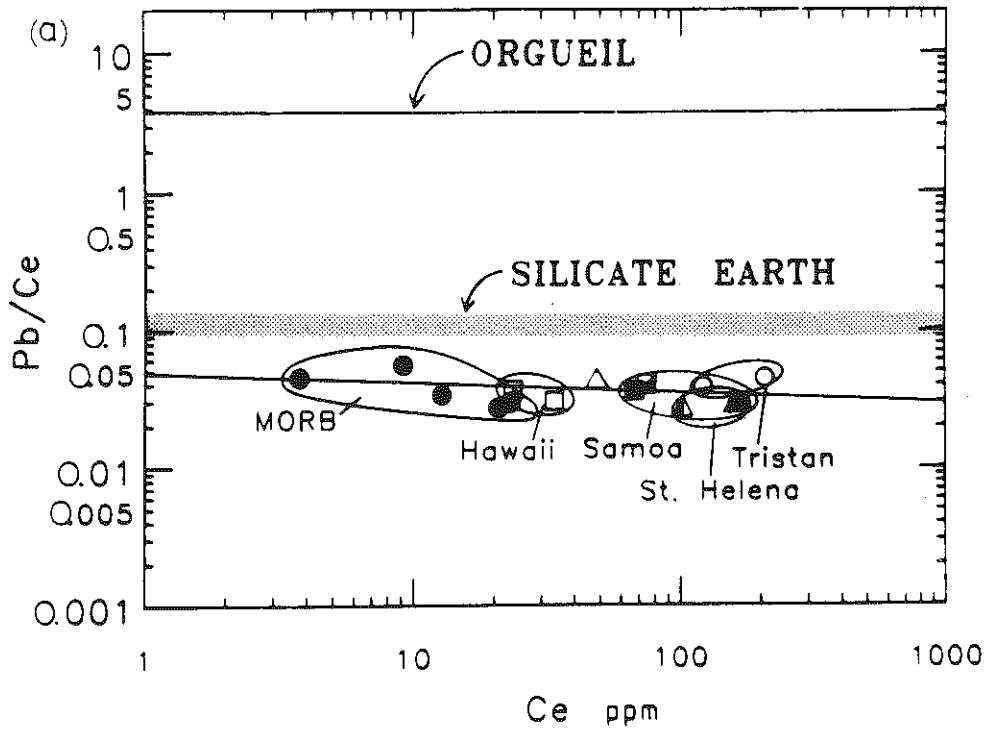


Fig. 6

constancy in MORB-OIB population may only be representative of a progenitor, more primitive mantle, but not necessarily representing BSE as pointed out by Schilling et al. (1980). For example the Ce/Pb ratio which is essentially constant in the OIB-MORB population (Fig.6), but distinct from the continental crust (Newsom et al. 1986); thus suggesting distinct mechanisms of transport and fractionation in the two environments. In this case the BSE-value would have to have an intermediate value.

A self consistent set of BSE values may be obtained using such homologous pairs, providing that the absolute abundance of one trace element in the BSE is estimated by an independent means. A great deal of the discrepancy existing in estimated BSE-values stem from the difficulty of determining absolute abundances for the Earth as a whole (i.e. BE = Fe-core + BSE).

An absolute scale was provided by Loubet et al. (1975), using mantle-derived alpine peridotites and REE abundances. In a plot of Ce vs. Yb enrichment factor relative to chondrites, they show that the linear trend formed by alpine peridotites intersect the chondritic Ce/Yb ratio line at a value of 2 for both Ce and

Fig. 6. (a) The ratio of Pb/Ce versus the concentration of Ce. The shaded band labeled "silicate Earth" is the calculated Pb/Ce ratio, assuming a $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ratio for the primitive Earth in the range of 6-10, and a chondritic U/Ce ratio. (b) The ratio of Pb/Ce versus the concentration of Ce in ppm. The crust has a much higher Pb/Ce ratio than the mantle derived samples. Reproduced from Newsom et al., 1986.

Yb, thus indicating that the REE in the BSE is not only chondritic in relative abundance but enriched by a factor of two.

A somewhat similar approach was taken by Jagoutz et al. (1979) using a carefully selected group of so called *fertile* ultramafic nodules in alkali basalts, and unfractionated meteorites as suggested by their flat REE patterns. On a plot of Mg/Si vs Al/Si they showed that the terrestrial ultramafic rocks and meteorites form two distinct trends suggestive of two different fractionation processes, namely geochemical (i.e. igneous) and cosmological (e.g. mixing of different silicate to iron metal fractions). They noted that the ratio of refractory trace elements such as Yb/Sc became increasingly more chondritic as the Mg/Si decreases along the trend formed by the terrestrial ultramafic rocks, as the intersection with the cosmological line is approached. The Mg/Si and Al/Si ratios at the cross-road of these two trends is close to Ringwood's pyrolite mantle model, and the terrestrial ultramafic rocks have essentially chondritic Yb/Sc ratios and REE patterns.

Hart and Zindler (1986) extended this approach by simply plotting Mg/Si versus refractory trace element normalized to Si (e.g. Nd/Si), and showed that a consistent set of BSE-values can be obtained for refractory elements. Such refractory elements are enriched by a factor of 2.5 times C1-type chondrites.

Although, the estimate of BSE-value based on these different methods may now seem quite straight forward, the path towards such an understanding has not been because of the analytical limitations encountered at the time, and of course, the presence of mantle heterogeneities resulting from the complex

evolution of the Earth. A brief historical account follows.

V - Some historical perspective on mantle heterogeneities

Urey (1952,1956), followed by Birch (1958), were the first to point out the coincidence between the modern surface heat flow budget on the Earth's surface and the heat production rate from the radioactive decay of U, Th, and K, if their concentrations in the overall mantle were the same as in chondritic meteorites. However, Wasserburg et al. (1964) argued that the K/U ratio of rocks in the Earth is essentially constant ($\sim 1 \times 10^4$) and quite distinct from that of chondrites. This would allow the Th and U content of the Bulk Silicate Earth to be 2-4.7 higher than in chondrites, if the balance between heat flow and radioactive heat production were to be preserved.

The probable connection between meteorites and the Earth was more convincingly established by Patterson (1956) by demonstrating that three stone and two iron meteorites fell on a single $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron of 4.55 By age. He argued that if the Earth formed at the same time as these meteorites, its bulk Pb isotopic composition should also fall on the same isochron (i.e. geochron). His best estimate for the Earth, which he took to be modern sediments, did fall on the geochron, thus providing a reasonable model for the age of the Earth as well as the primeval Pb isotopic composition of the Earth (on the basis of the very low U/Pb ratio of the troilite phase of the Canyon Diablo iron meteorite which his study included). The mean age and primordial Pb isotopic composition of these members of the solar system were essentially confirmed and refined by Tatsumoto et al. (1973) using a wide range of stony type of meteorites and two troilite-

bearing iron meteorites. The same values are generally assumed for the Earth. The parentage between chondritic and achondrite meteorites were also suggested with Rb/Sr isotopic systematics Gast (1962). This was later confirmed with greater precision with basaltic achondrites (e.g. Papanastassiou and Wasserburg 1969).

The apparent formation of the Earth and primitive meteorites in a short interval of time within the inner solar system has recently been further dramatically confirmed by the fact that the $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ and $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ BSE-ratio obtained from osmoridium in peridotites falls also on the same 4.5 By meteorite isochron (Fig. 5).

In a cornerstone study, Gast (1960) showed that the Rb/Sr of the source of continental granites and basalts are too low for the Earth to be chondritic. Either a fraction of the volatile alkalis (e.g. Rb) relative to more refractory alkaline earths (Sr), or U, was lost 4.5 By ago, or the alkalis had been concentrated deep in the mantle during a major early differentiation of the Earth. The achondritic model was further reinforced by Hedge and Walthall (1963).

The 1961-66 period was very exciting, not only because of the development of seafloor spreading, but also because some important breakthroughs took place in geochemistry with the advent of precise measurements of the REE by neutron activation, their normalization to chondrites (Coryell et al. 1963), and the dredging of basalts from Mid-Ocean Ridges. Briefly some of the most important findings in this period were:

- (1) The realization that ocean island basalts (OIB) are

not representative of mid-ocean ridge basalts (MORB). MORB are low in K, P, Ti (Engel and Engel 1963, 1964), light-REE depleted (Frey and Haskin 1964), have higher K/Rb ratios than chondrites, but approaching achondrites (Tatsumoto et al. 1965). The latter study also showed that the Rb/Sr ratios in MORB were too low to support the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios observed. Thus, the Rb/Sr of the upper mantle must have been higher earlier in the Earth's history. The MORB source is a depleted layer in the upper mantle from which U, Th and K had been extracted and transported into the continental crust.

(2) The batch partial melting model for trace elements was developed and presented by the author at the Andesite Conference at Scripps in 1963 (Schilling 1966, Schilling and Winchester 1967). Using the homologous REE group as an example, we predicted that the enrichment of the light REE in basalts are a strong function of the degree of melting and crystal/melt partition coefficients. Thus, P/D ratios such as Rb/Sr, U/Pb, Th/Pb are not necessarily representative of their mantle source, since the enrichment of these trace elements are inversely related to the degree of melting and the effective crystal/melt partition coefficient. The partial melting model was further developed by Gast (1968) and Shaw (1970).

Gast (1965) further indicated that the high content of Sr, Ba, U, Th, REE and K/Rb ratio of the MORB source and its similarity with achondrites indicate that volatilization may have operated on a planetary scale, as initially proposed by Urey (1952). He concluded that the Earth accreted from a mix of reduced iron and a silicate fraction enriched in the refractory elements such as Ca, Al, Sr, Ba, U, Th and REE and depleted in K, Rb, Cs and other volatiles.

The question of BSE-values became more complicated when it was discovered that the mantle source of OIB and MORB are actually distinct. In another landmark study, Gast et al. (1964) showed that the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in the mantle source of Ascension island was higher than Gough island, and the converse was true for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, suggesting a negative correlation for the time-integrated U/Pb and Rb//Sr ratios between these mantle regions. However, intra island variation from actually measured U/Pb and Rb//Sr showed a positive correlation. For the first time it was acknowledged that heterogeneities in these P/D ratios may exist in the mantle. The difference in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ also required that the geological event for producing the fractionation in these P/D ratios must have been of the order of 1.5 By old, because most ^{235}U is now practically extinct due to its short mean-life relative to the age of the Earth. In order to explain the inter island basalt-trachyte isotopic differences observed, Gast also introduced the concept of "disequilibrium melting" at the mantle mineral scale.

Similar Pb isotopic heterogeneities were described in the Pacific, between the MORB mantle source, Easter island and Guadalupe (Tatsumoto, 1966). In contrast to evidence provided by conformable Pb ores, Tatsumoto emphasized that the source of MORB with respect to U/Pb and Th/Pb could not have evolved in a closed system throughout the age of the Earth. At least a two-stage differentiation model was needed, with the major, U/Pb and Th/Pb fractionation event having taken place 1 to 1.5 By ago.

The achondritic model remained in place essentially until the advent of high precision mass-spectrometry (Wasserburg et al.

1969), Nd isotope systematics and other lunar studies entered the scene (Lugmair et al. 1975).

The 1966-71 period further revealed the extent of the depleted-MORB source, including beneath a young ocean surrounded by continental blocks such as the Red Sea and its distinction from that of ocean island and continental flood basalts (Schilling 1969, 1971).

VI - Isotope topology

The representation of basalt data in 2-D, 3-D or higher order multi-isotope space provides important information on the nature and possible origin of mantle heterogeneities, end-member components and mixing relationships between them. This of course requires a data base of different isotope ratios measured on the same samples. Surprisingly, the establishment of such data base has been very slow because of the tedious analytical nature of isotope ratio measurements and the fact that historically laboratories have tended to specialize in some particular radiogenic system, instead of the entire spectrum available. However, this is rapidly changing with the commercial availability of fully automated, high-precision, mass-spectrometers. The first synthesis of ocean island data was conducted by Sun (1980), by representing in 2-D the range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of individual islands and the trend for MORB. The data spanned a triangle, suggesting a three component mantle mixing model composed of MORB, St. Hélène and Kerguelen-Gough-Tristan as end-member poles. This was subsequently confirmed and refined in 3-D by adding Nd isotope data and by averaging each isotope ratios for individual islands and the Atlantic, Pacific and

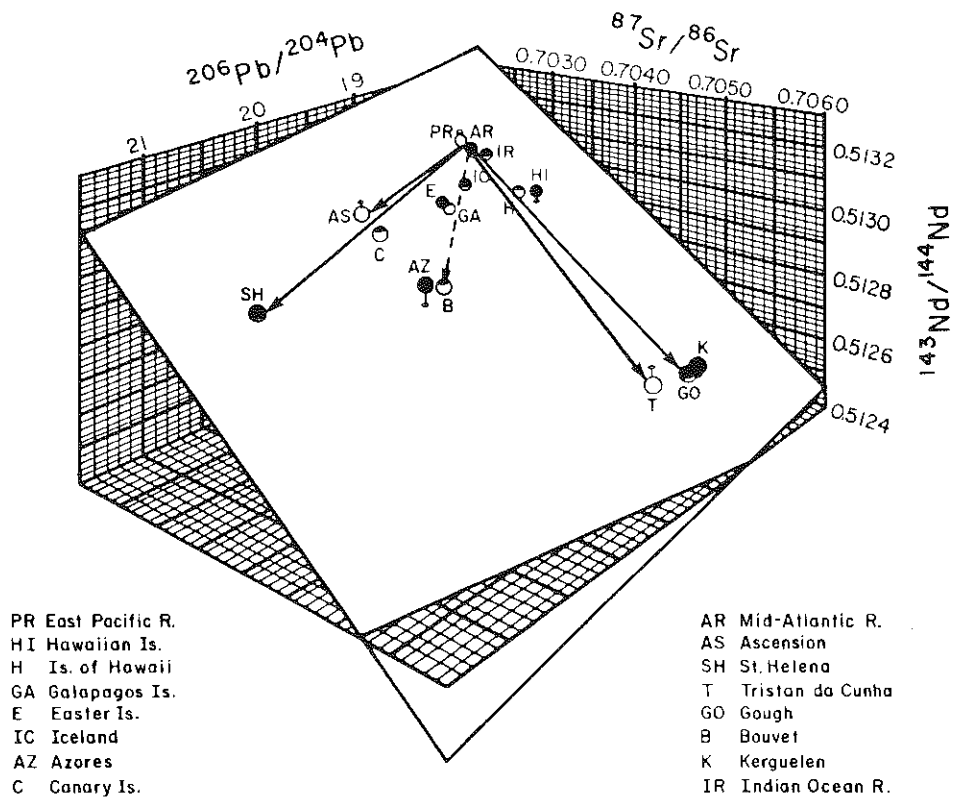


Fig. 7. Three-dimensional plot of average $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for basalts from ocean islands and ridges. The best-fit plane is shown. Closed and open symbols lie above and below the "mantle plane", respectively. Lines connecting data points to the plane are parallel to the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ axis and indicate those points which do not intersect the plane. Arrows suggest model binary mixing trends between the depleted asthenosphere (AR) and St. Hélène (SH), Ascension (AS), Tristan (T) and Gough (G) plumes in the South Atlantic. Adapted from Zindler et al., 1982.

Indian MORB data separately (Zindler et al. 1983) (Fig. 7). These averages appeared confined to a triangle within a single plane, with the same end-member poles as in 2-D Sr-Pb isotope ratios space. They called this plane the mantle plane and pointed out that this kind of topology requires that the elemental concentration ratios Nd/Pb, Nd/Sr and Sr/Pb be identical in the three end-members. This suggests that the mixing took place in solid-state form within the mantle, prior partial melting and fractional crystallization affects significantly and randomly these ratios. Stirring by mantle convection would have generated the intermediate compositions between the three-end member components. Whereas, the three distinct end-member isotopic compositions must have resulted from ancient fractionation of the P/D ratios during the evolution of the Earth.

A forth mantle component was suggested simultaneously by Allègre and Turcotte (1985) and White (1985). Allègre and Turcotte (1985) identified this forth component as Sao Miguel (Azores) by considering 2-D subprojections using Nd-Sr-Pb and $^3\text{He}/^4\text{He}$ isotope ratios as well (Fig.8). Deformed quadrelaterals span the data in this space using some of the 2-D projections. White (1985) identified it as Samoa, in this case using a synthesis of Nd-Sr-Pb data on individual basalts from various ocean islands and 2-D subprojections. Sao Miguel and Samoa overlap in Nb-Sr subspace and represent the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mantle pole. He also suggested that the negative Sr-Pb isotope trend may suggest a fifth component, but this is not rigorously required by the observed topology.

Vidal et al. 1984, further pointed out that Tubuaï and Mangaia

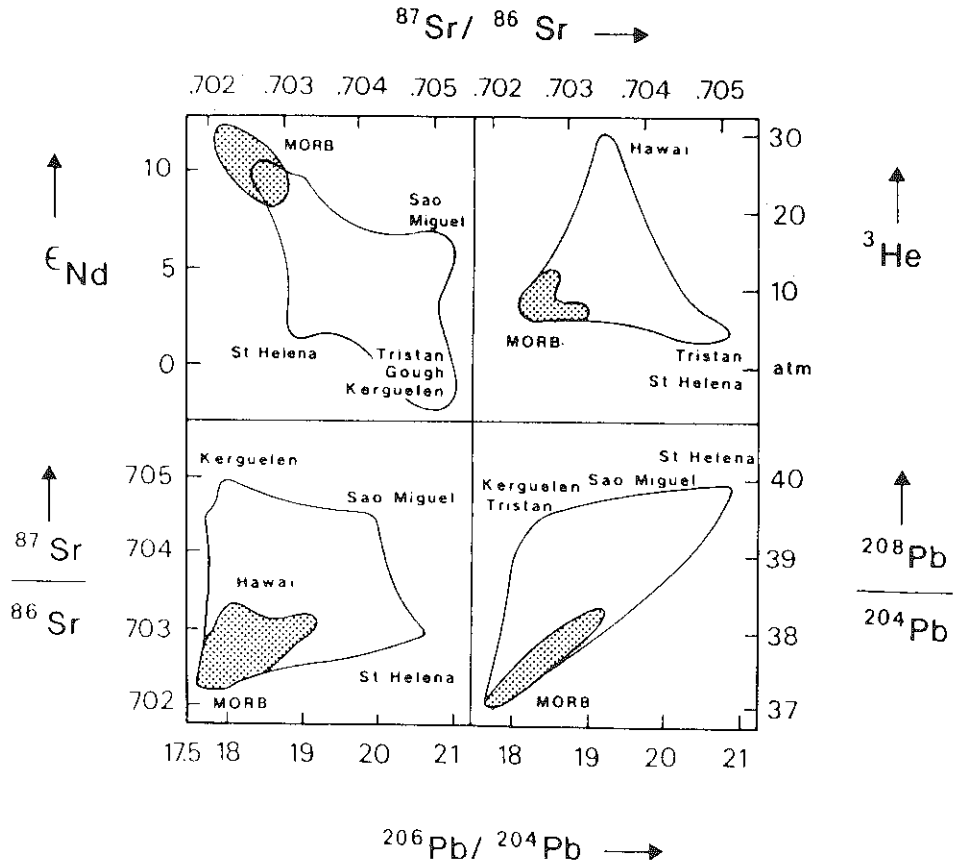


Fig. 8. Domains of oceanic basalts in correlation diagrams $^{143}Nd/^{144}Nd$ are expressed in ϵ_{Nd} deviation against the standard $\times 10^4$. 3He is expressed $^3He/4He$ times the atmospheric value, grey areas represent MORB and white areas OIB. Note the respective dimension of OIB and MORB domains, only the end-member islands are indicated. Reproduced from Allègre and Turcotte, 1985.

from the Cook-Austral island chain are slightly higher than St. Hélène in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and may be a better representation of the high U/Pb end-member component pole. Allègre et al. (1986) used principal component analysis to study further the topology in multi-isotope ratio space R^5 and R^6 , comparing and contrasting the OIB-MORB population with the island arc basalt (IAB) and continental flood basalt (CFB) populations, as well as the continental crust (CC, i.e. granites and modern sediments). They showed that in R^5 space composed of Nd, Sr, and the 3 Pb isotope ratios, the hyper-ellipsoid for the OIB-MORB population is highly elongated within a plate, with the percent of the variance contained mostly in the first two principal components (i.e. distributed along the length of the first two principal eigen vectors). The four previously recognized end-member poles lie within this plate. In contrast, the IAB, CFB, and CC populations project at high angles and significantly outside of the principal component 1-2 plane, suggesting additional processes and geochemical complications. In R^6 space, by adding $^3\text{He}/^4\text{He}$, a fifth end-member pole represented by the Loihi Seamount (Hawaii hotspot) is apparent. Zindler and Hart (1986) further analyzed the OIB-MORB population in conventional 2-D subprojections and renamed the 4 or 5 end-member components as the depleted MORB mantle component (DMM), two enriched mantle components (EM-1= Kerguelen and EM-2= Samoa), the high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ component (HIMU= Tubuai), and an intermediate prevalent mantle composition (PREMA ~ Loihi or ~ BE because of the high $^3\text{He}/^4\text{He}$). Table 2 lists the time-averaged P/D ratio corresponding to these end-member components in an absolute, as well as normalized fashion relative to BSE-values estimated by the inversion method of Allègre et al. (1983 a&b

Table 2: Time integrated Parent/Daughter ratios relative to Bulk Silicate Earth values (B.S.E.).

Reservoirs	Rb/Sr			Sm/Nd			238U/Pb		
	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\langle \frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}} \rangle$	$\langle \frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}} \rangle_N$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	$\langle \frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}} \rangle$	$\langle \frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}} \rangle_N$	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\langle \frac{238\text{U}}{204\text{Pb}} \rangle$	$\langle \frac{238\text{U}}{204\text{Pb}} \rangle_N$
DM	0.7021	0.0476	0.55	0.51335	0.220	1.12	17.5	7.99	0.91
EM1	0.7049	0.0905	1.04	0.51220	0.182	0.92	16.7	7.21	0.82
EM2	0.709	0.153	1.76	0.51210	0.179	0.91	18.816	9.27	1.06
HIMU	0.703	0.0614	0.70	0.51290	0.206	1.05	21.5	11.9	1.36
B.S.E.	0.70486	0.0871	1.0	0.51263	0.197	1.0	18.629	8.78	1.0

Reservoirs	235U/Pb			Th/Pb			Th/U		
	$\frac{207\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\langle \frac{235\text{U}}{204\text{Pb}} \rangle$	$\langle \frac{235\text{U}}{204\text{Pb}} \rangle_N$	$\frac{208\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\langle \frac{232\text{Th}}{204\text{Pb}} \rangle$	$\langle \frac{232\text{Th}}{204\text{Pb}} \rangle_N$	$\frac{208\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\langle \frac{232\text{Th}}{238\text{U}} \rangle$	$\langle \frac{232\text{Th}}{238\text{U}} \rangle_N$
DM	15.4	0.0585	0.92	37.3	31.0	0.83	2.131	3.88	0.91
EM1	15.45	0.0590	0.93	37.27	30.9	0.82	2.232	4.28	1.00
EM2	15.66	0.0614	0.96	38.829	37.0	0.99	2.064	3.99	0.93
HIMU	15.85	0.0636	1.00	40.7	44.5	1.19	1.893	3.74	0.88
B.S.E.	16.051	0.0637	1.0	39.114	37.5	1.0	2.100	4.27	1.0

and 1988) and Allègre and Lewin (1989). The Earth was assumed to be 4.55 Ba old and its initial isotopic composition identical to that of Canyon Diablo for Pb (Tatsumoto et al., 1973), basaltic achondrites for Sr (Papanastassiou and Wasserburg, 1969) and Juvinas achondrite for Nd (Lugmair et al., 1975).

The key question emerging from such isotope topology is whether or not these end-member components physically represent mantle reservoirs of finite size, and structurally identifiable, which would have remained isolated from each other long enough to build their present characteristic radiogenic isotope ratios. Some of the clues to this question lie in: (1) the detailed topological nature of the mixing arrays observed locally, particularly with respect to their degree of curvature and their position and direction relative to the four end-member poles, (2) the geographical and spatial distribution of these local trends and four end-member components, when ever present in pure form, (3) the geochemical characteristics of the time averaged P/D ratio which these end-member components reflects (Table 2); and (4) an integration of these factors into the theory of plate tectonics, mantle convection, plume dynamics, seismic tomography and the gravity field.

So far there has been no consensus on what component represents what in terms of processes of fractionation. Nor is there a consensus on where these components may be stored as reservoirs; with the notable exception of the depleted MORB's asthenospheric source whose complement would be the continental crust. Some think that some of the mantle heterogeneities were fossilized within the cold mantle keel of the continental lithosphere as a result of plate accretion,

metasomatism from fluids released from subducting plates, or underplating by plumes, and subsequently were returned into the suboceanic mantle by delamination resulting from mantle convection and entrainment associated with plate subduction (e.g. Allègre and Turcotte 1985, McKenzie and O'Nions 1983). Others believe that old oceanic plates, composed of residual harzburgite and crust partly altered by hydrothermal seawater circulation and dehydration and/or partial melting during subduction, were stored either in the D" thermal boundary layer at the core/mantle interface (Hofmann and White 1982), or as megaliths at the 670-km discontinuity (Ringwood and Irifune 1988); and now are reappearing at the Earth's surface as mantle plumes. Few now believe that some primordial mantle still remain trapped in the deep mantle. Yet, a primordial $^3\text{He}/^4\text{He}$ component appears to surface in such plumes as Iceland, Hawaii and Réunion!

Models proposed are rapidly evolving and are not without flaws. For example, the reader is referred to the detailed topological analysis of Hart et al. (1986), Hart (1988), Hart and Staudigel (1989), Hart and Zindler (1989) and Hart et al. (1991) for a progressive evolution of reservoir models by a single researcher; as well as for a discussion of the pros and cons of other existing models. Critical areas where research progress must be made, including defining and contrasting better the extent and nature of P/D fractionations and isotopic evolutions, are: (1) the oceanic crust evolution due to alteration by seawater weathering, hydrothermal circulation, and by dehydration and melting during subduction (Hart 1988, Hart and Staudigel 1989), (2) defining the nature of the fluid released at subduction zones and their metasomatic effects on the overlying mantle wedge, the continental lithosphere or island

arc volcanism (Hawkesworth et al. 1984, Keppler and Wyllie 1990) , (3) the kind and amounts of sediments which may have been recycled by plate tectonics (Weaver 1991) and (4) mantle plume formation, entrainment as it ascends, or goes through phase transformations particularly if these involve a fluid and open-system dynamic conditions (Griffiths and Campbell 1990 and 1991, Schilling et al. 1980).

VII - Geographical distribution of mantle heterogeneities

Historically, the MORB population has provided important constraints on the dispersion and interaction of mantle plumes with the asthenosphere at shallow depth, whereas the surface distribution of heterogeneities from the OIB population has provided some clues on the deeper mantle, assuming that fixed hotspot are indeed the reflection of deep mantle plumes. For convenience we will retain this arbitrary division.

1. OIB population

Hedge et al. (1973) and Hedge (1978) first noted a pattern of increasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ with increasing distance from mid-ocean ridge axes in the Indian and in the Pacific Ocean from the Tonga trench to the East Pacific Rise (EPR). He concluded that a widespread stable layer ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = .7034$) was present at shallow depth in the mantle. This layer would "not produced magma, except when perturbed by a spreading center, a subduction zone, or a deep mantle plume". Richter and Ribe (1979) used the same $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ distribution pattern in the SE Pacific to illustrate a two-scale model of mantle convection and stirring of isotopic heterogeneities. In this model, the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tracer injected at the subduction zone would become progressively dispersed in the return flow towards the EPR.

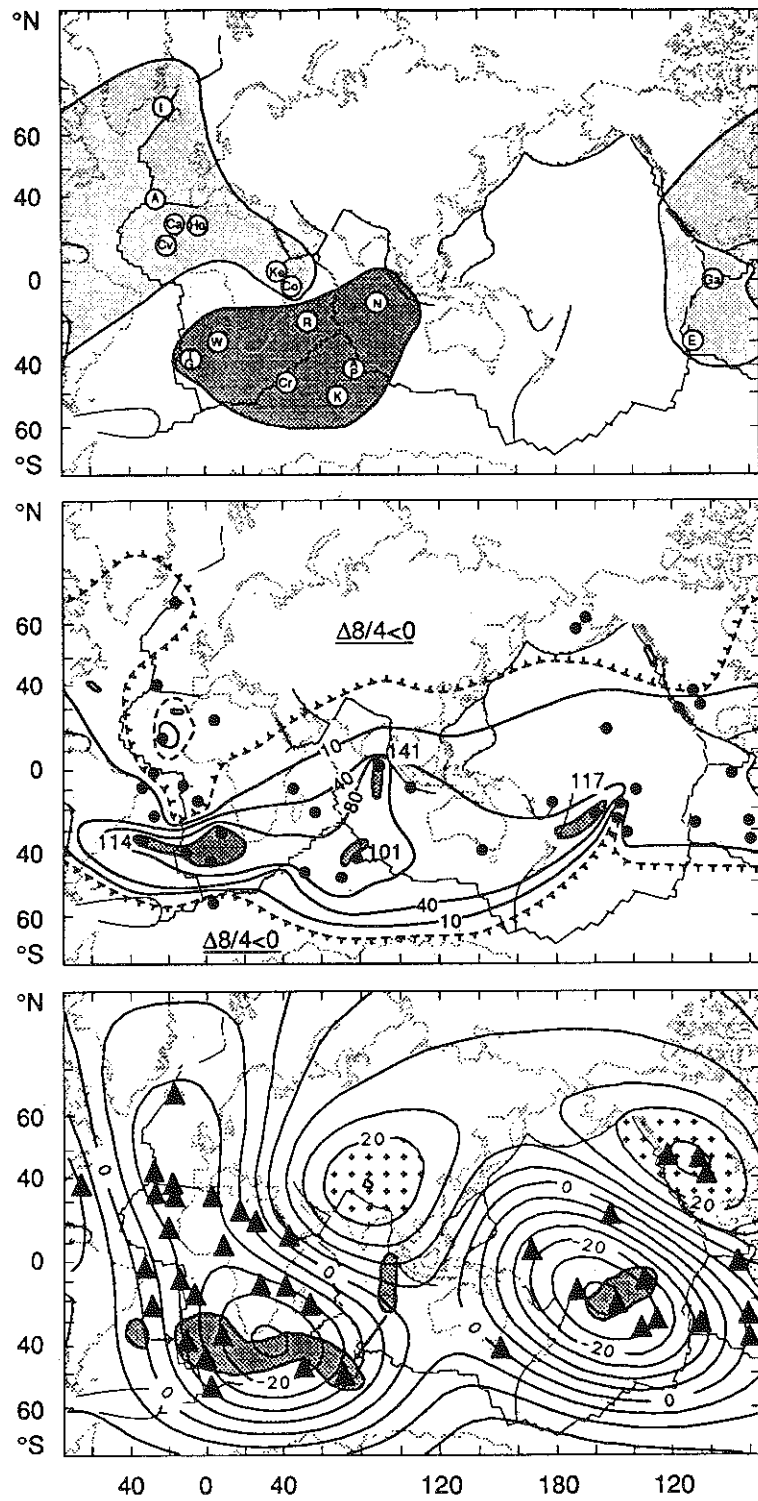


Fig. 9

Fig. 9. a) General map indicating the large geographical domains with similar isotopic characteristics. I, Iceland; A, Azores; H, Hoggar; Ca, Canaries; Cv, Cape Verde; F, Fernando de Noronha; Ga, Galapagos Islands; E, Easter Island; Co, Comores; T, Tristan da Cunha; G, Gough; W, Walvis Ridge; Cr, Crozet; R, Réunion; K, Kerguelen; A, Amsterdam; P, St. Paul; N, Ninetyeast Ridge; Ke, Kenya. Adapted from Dupré and Allègre, 1983.

b) World maps (Miller cylindrical projection) showing distribution of the DUPAL isotopic province based on the $\Delta 8/4$ anomaly criteria and contouring. Data for the Ninety-East Ridge are samples of older age and should be plotted at a more southerly position consistent with their location of origin. Adapted from Hart, 1984.

c) World map showing model L02.56 of the three-dimensional P-wave velocity distribution averaged for the whole lower mantle using orders two and three (contoured in m s^{-1}), the locations of hotspots (triangles), and the DUPAL anomaly maxima in the Indian-South Atlantic and Central Pacific regions (hatched areas). DUPAL maxima for the Ninety-east Ridge (central hatched area) and Rio Grande Rise (far left hatched area) are samples of old hotspot traces and should be plotted at the locations of their origin (indicated by arrows). Velocity regions higher than 20 m s^{-1} are shown stippled. Note that the DUPAL anomaly maxima and the LVR minima are correlated; the majority of hotspots are above the LVRs. Adapted from Castillo, 1988.

Dupré and Allègre (1983) mapped two large hotspot provinces, comprising the Indian-South Atlantic region which at a given $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ is richer in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ than the North Atlantic-Pacific province (Fig.9). Subsequently, Hart (1984) extended in scale the Indian Ocean anomaly to the entire Southern Hemisphere by contouring Nd-Sr-Pb isotope data from OIB and two aseismic ridges. He called it the DUPAL anomaly after Dupré and Allègre. Hart (1984) emphasized that this anomaly must be indeed very old (>3 By). It is apparently recorded in continental rocks from the northern and southern hemisphere. It is also observed in MORB from the Indian ocean and the South Atlantic, south of 30°S .

The origin of the DUPAL mantle anomaly remains enigmatic and debatable. On one hand, plumes derived from the core/mantle interface is suggested from the near coincidence of the DUPAL anomaly with: (1) the large scale ($\sim 10,000$ km) low harmonics anomalies in the residual geoid and in P-wave velocities determined by seismic tomography, (2) with the bimodal distribution of hotspots, and possibly (3) with two antipodal equatorial magnetic anomalies from the core (Dupré and Allègre 1983, Hart 1984, Castillo 1988, Hart 1988, Le Mouél et al. 1985). If this is the case, MORB with a component of the DUPAL signature would have resulted from the dispersal of these plumes at shallow depth within the asthenosphere, or deeper as they ascend through the mantle. In contrast, a relatively shallow asthenosphere origin by delamination, thermal erosion and rafting of sub-continental lithosphere has also been suggested because of the association of the DUPAL anomaly with the break-up and scatter of Gondwanaland by continental drift (Hawkesworth et al. 1986, Klein et al. 1988,

Mahoney et al. 1989). Overall, Hart (1988) favors a quadrupole pattern of convection with downwelling at the poles and upwelling near the equator. The broad upwelling would sweep bundles of plumes formed from the storage of old and altered lithosphere at the core/mantle thermal boundary layer. During the upwelling, the DUPAL plumes would have been less sheared, mixed and diluted with the depleted mantle than the plumes transported further out from the equatorial regions.

Interestingly enough, Stern (1982) also noted a similar semi-hemispherical variation from both IAB and back-arc basalt (BAB) populations. He emphasized that the southern hemisphere anomaly is statistically independent of the usual difference existing locally between IAB and BAB, and of the presence of subducted lithospheric plates and their ages.

Thus, it would seem that we are witnessing a heterogeneity in the mantle which is very large indeed, independent of tectonic settings of great antiquity and therefore of fundamental importance. We may have to search its cause very early in the history of the Earth. A catastrophic event such as the massive impact of a comet to form the Moon (Newsom and Taylor 1989), and/or an asymmetric formation of the core which would have resulted from a Raleigh-Taylor instability of an outer layer of molten iron (Elsasser 1963) may have to be invoked. These different models need not be mutually exclusive. The processes invoked may all have taken place at some time or another, including the delamination of the Gondwana subcontinental mantle lithospheric keel. This is not impossible if the latter grew in part from the accretion of DUPAL-like plumes (e.g. Brooks et al 1976).

2. MORB population

The sampling and study of basalts from the Mid-Ocean Ridge System provide another means for constraining further the nature and probable origin of the DUPAL anomaly, such as by delineating its geographical extent and possible depth of origin, and by determining the nature of its boundaries.

For example, the absence of any DUPAL signature in MORBs erupted along the EPR has led some to suggest a more bimodal rather than semi-hemispherical distribution of this anomaly - at least over the depth range of mantle sampled by the EPR volcanism (Fig.9) (Macdougall and Lugmair 1986, White et al. 1987, Castillo 1988, Hanan and Schilling 1989). In contrast, along the Indian-Antarctic Ridge, the coincidence of a sharp boundary in the DUPAL isotopic anomaly with the Australian-Antarctic tectonic discordance have led Klein et al. (1988) to confirm the presence of a downgoing limb of a convective cell, and to favor passive rafting of sub-Gondwana lithosphere fragments, as streamers within the convective upper mantle (as generally proposed by McKenzie and O'Nions 1983, or Allègre and Turcotte 1985, 1986).

VIII - Mantle plume - ridge interactions

1. The Iceland - Reykjanes case:

The first attempt in using geochemical tracers for constraining the dynamic interaction of mantle plumes with the depleted asthenosphere was conducted by sampling the Reykjanes Ridge and its extension along the SW rift zone over Iceland (Schilling 1973a). The cruise took place in July 1971. It was planned before the landmark papers introducing the concept of mantle plumes were published by Morgan (1971) and Vogt

(1971). The concept of hotspots and their fixity relative to the motion of lithospheric plates and mantle convection currents envisioned at the time was well established (Wilson 1963 a,b,c&d, 1965, Dietz and Holden 1970), but the exact mechanism by which this was possible was not. It was also difficult to envision how the mantle source domains of hotspots and mid-ocean ridges, which had to remain isolated from each other for 1-2 By in order to built their isotopic differences, could coexist in a highly convective mantle without mixing or interacting with each other. The working model, the author was considering at the time for explaining the REE pattern differences observed among tholeiites from different tectonic settings, invoked different modes of heat transport and thermal regimes which were dependant on the nature and the thickness of the lithosphere (Schilling 1971). Namely, I was favoring an advection-dominated regime under the ridges and a conduction-dominated regime under continental rifts, with plateau basalts erupting on the border of continents just at the onset of continental break-up and drift. Iceland seemed to me to represent an intermediate case (Schilling 1971).

The sampling density chosen along the Reykjanes Ridge reflects this expectation (Schilling 1973). A high density of sampling was planned where the Iceland shelf-break occurs around the 500-m depth contour (Fig.10a). Instead of finding a sharp transition in REE-pattern where the Iceland crustal break is located, we observed a 400 km long gradient in P,K, Ti and the light REE (Fig.10b). Establishment of such a long gradient in LILE by diffusion alone, between two juxtaposed partially molten mantle domains of different concentrations, would require at least 10^{12} years (i.e. a 1000 times greater than the age of the Earth!). Clearly either a mechanism considering

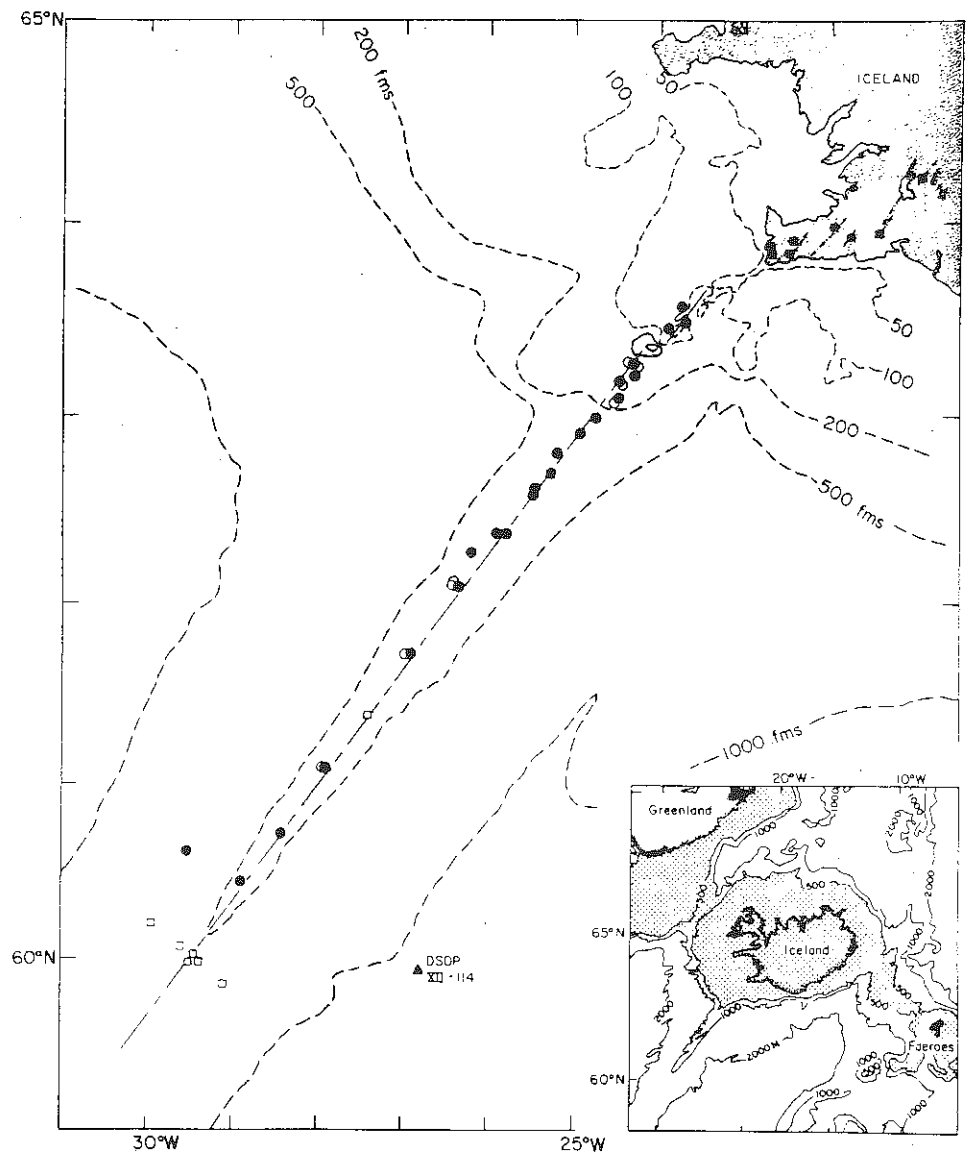


Fig. 10. a) Dredge haul location along the Reykjanes Ridge axis and neovolcanic zone extension over Iceland. o, TR101; □, TR41; •, fissure flow. Adapted from Schilling, 1973.

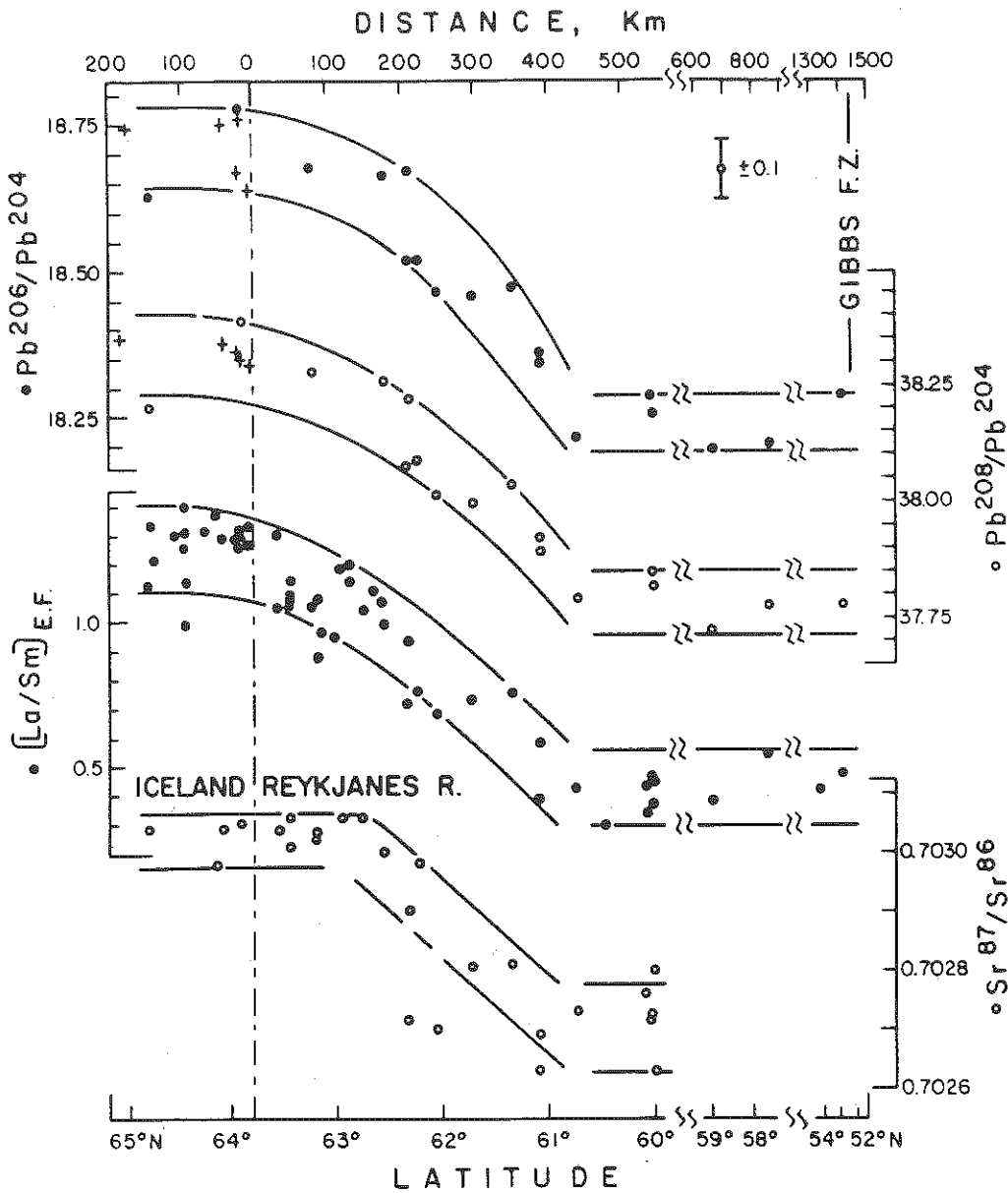


Fig. 10. b) Variation of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{EF}}$, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in basalts with latitude along the SW Neovolcanic zone of Iceland and Reykjanes Ridge. Regular gradients are observed. Reproduced from Sun et al., 1975.

mantle convective flow outward from Iceland involving successive melt extractions, or a mechanism of mixing between material with two distinct REE, LILE and isotopic signatures had to be invoked. Schilling adopted the hot plume model of Morgan and Vogt and extended it to an "active plume source - passive ridge sink" model with the following consequences proposed:

- Melting beneath Iceland had to be greater and begin at greater depth than past the gradient, since the plume was assumed to be hotter than the surrounding asthenosphere which normally fed the ridge axis in a passive fashion. This explained in part why the crust beneath Iceland is 2-4 thicker than the normal oceanic crust.

- A fractional melting model involving a plume flow outward from Iceland, with successive melt extractions along the path beneath the ridge axis, could have reproduced the REE patterns but not the Sr and Pb isotope differences anticipated on the basis of existing OIB and MORB data. The 200 km/Myr component of velocity of the plume along the Reykjanes Ridge, estimated by Vogt (1971) from the V-shaped basement features present, suggests a time scale of less than 10Ma for this process, whereas 1-2 By was required to establish the isotope differences.

- The gradients had to be produced by dynamical mixing between the enriched primary hot mantle plume (PHMP) and the depleted low velocity layer (DLVL)

- A more primordial mantle richer in incompatible elements and volatiles, which plumes are sampling, must lie beneath the DLVL.

- On additional morphological ground, it was also suggested that plumes would not disperse radially, but preferentially along the ridge axis and be affected by the rate of

plate divergence (spreading). Fracture zones, rift jumps and the cold roots of the nearby continents (e.g. Greenland) could affect the dispersion of plumes. A model invoking asymmetric plume flow north and south of Iceland was predicted and has since received further support from additional sampling (Schilling et al. 1983, Mertz et al. 1992). An irregular star-like dispersion of the Afar plume, with preferential flow towards the Red Sea and Gulf of Aden direction, and to a lesser extent along the African rift, has also been suggested on the basis of this tracer approach (Schilling 1973b).

The model was further tested with Sr and Pb isotope ratios, since these are clearly less prone to varying degrees of partial melting than trace element ratios such as La/Sm are. The similarity of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Pb isotope ratio gradients to that of La/Sm was supportive of the model (Fig.10b). This case study offers a good opportunity to illustrate tests of mixing using the Pb isotope systematics. The fact that these basalts fall along a tight line on a plot of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ is indeed consistent with mixing (Fig.11). But this interpretation is not unique. For example, we have noted earlier that such line could also be interpreted as a secondary isochron whose slope would give an age of 1.7 By for the last fractionation event.

The test can be further extended by plotting the inverse of the Pb content of these basalts against $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A line should result for binary mixing and is indeed observed (Fig.11). In a way this is surprising since Pb concentration in the lavas are susceptible not only to the mixing conditions but also to variable extent of partial melting and subsequent fractional crystallization at shallow depth. These processes are expected

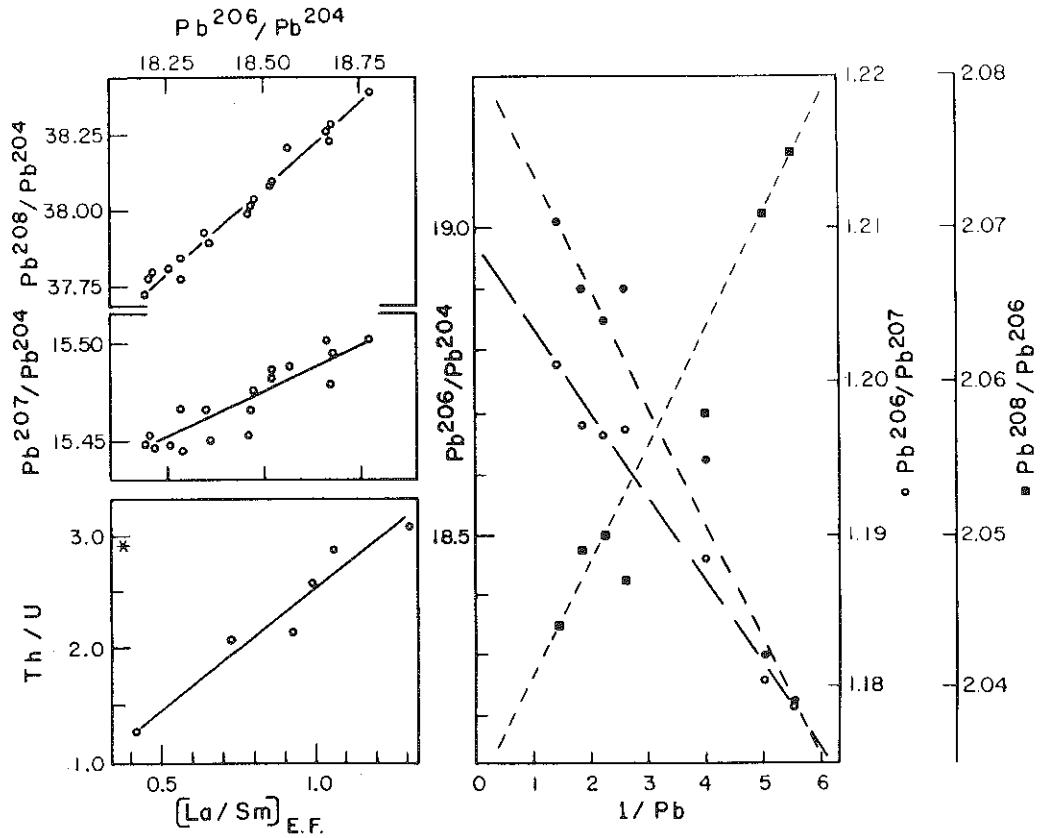


Fig. 11. Tests of the binary mixing model. Asterisk is for the anomalous sample TR41-19D. All the plots show the linearity expected for a binary mixing model. Reproduced from Sun et al., 1975.

to partly mask the mantle mixing correlation, if mixing took place prior these processes operated. Either these magmatic effects have been negligible, or they vary in a very systematic way along the profile; or the mixing took place subsequently, that is between two uniform types of melts. The latter model is not realistic over a 400-500km length scale it has to apply. Actually, the Mg-values in the glasses and olivine phenocrysts of these basalts, and their temperature of crystallization, estimated both empirically (Hermes and Schilling 1976) and

experimentally (Fisk et al. 1980), increase regularly over the length of the gradient.

Independently of such information, these questions can be explored further using empirically the slope ($s = -0.135$) and intercept ($i = 18.94$) of the observed Pb isotope correlation with $1/C_B$ shown in Fig.11. For binary mixing, the equation of this line is given by: $R_m = i + s(1/C_m)$, with $i = R_B + (R_A - R_B)(n/n-1)$ and $s = -(R_A - R_B) / (n/n-1) C_B$, and $n = C_A/C_B$. R stands for the Pb isotopic ratio, C for the Pb concentration, and the subscripts A, B and M, the PHMP, the DLVL and the mixture, respectively (Fig.12). The empirically determined slope and intercept can be used to derive some of these parameters, using either the two algebraic expressions, separately or jointly. For example, by solving for $(n/n-1)$ in the expression given for i and s , and equating the two resulting relations, one gets: $C_B = s/(i - R_B)$. Since the DLVL is relatively uniform, R_B is well defined (Fig.11). Taking $R_B = 18.25$, we get $C_B = 0.196$ ppm, which is in good agreement with the 0.2 ppm average Pb content observed south of $61^\circ N$. Alternatively, using the observed isotopic ratio observed $R_A = 18.73$ and $R_B = 18.25$ and $i = 18.94$, one can solve for the enrichment of the PHMP relative to the DLVL, that is $n = 3.3$, using this time the intercept relation only. Thus it is not surprising that the Pb isotopic profile appears concave downward.

For binary mixing, the mass fraction Z of the plume in the mixture is given by: $Z = (R_B R_M) / (n-1) R_M - (n R_A - R_B)$. A plot of $Z = f(R_M)$ gives a family of hyperbolic curves of different curvature corresponding to different values of n , which are concave downward for $n > 1$, upward for $n < 1$ and linear for $n = 1$. It can be shown that if the mantle plume fraction Z along the ridge were to decrease linearly as function of distance x (from

PLUME TRANSITIONAL NORMAL RIDGE SEGMENT

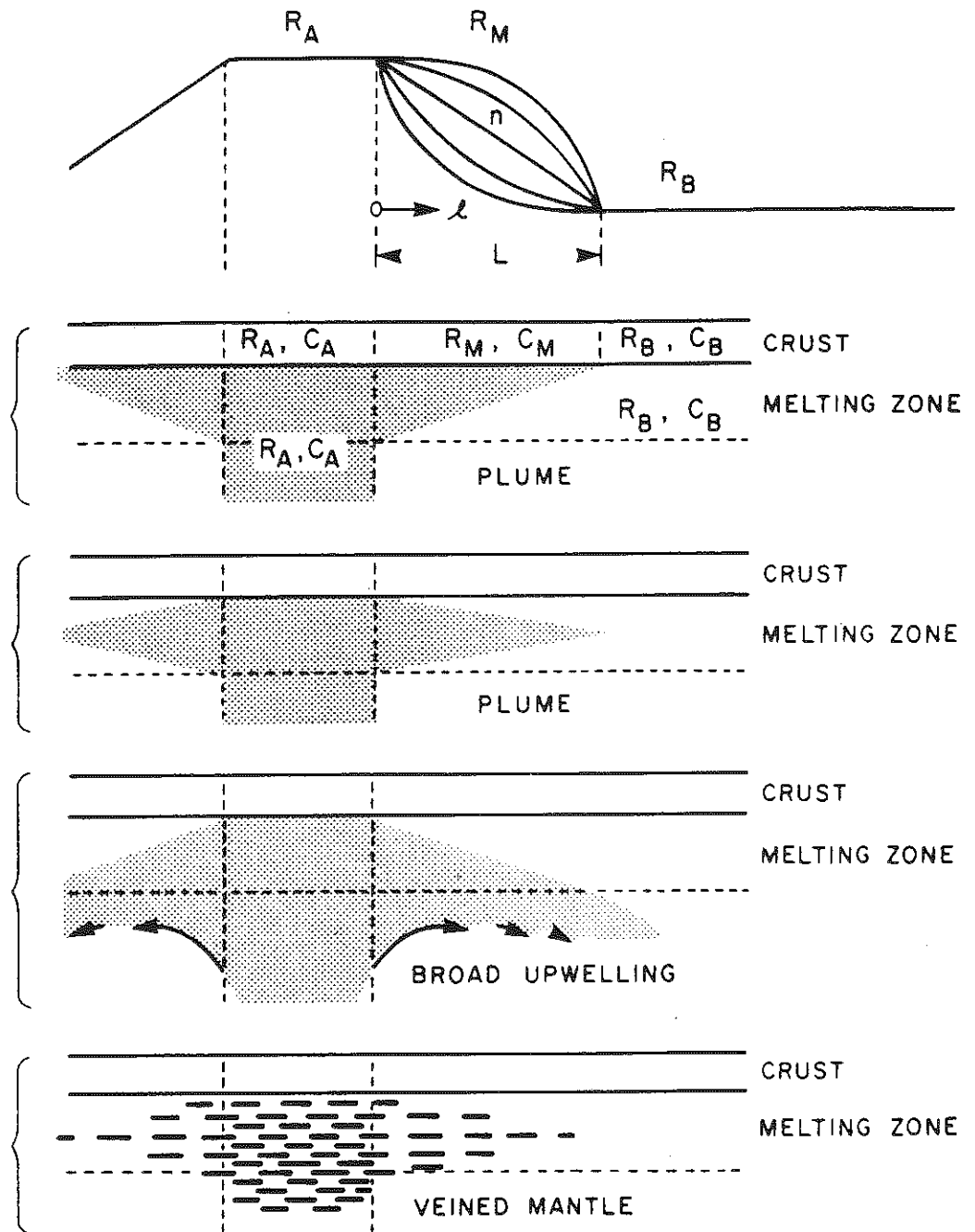


Fig. 12

$x=0$ to $x=L$, with L being the length of the isotopic gradient, that is $Z=1-x/L$, a similar family of curves would result. This model is illustrated in Fig.12. A curvature with n of the order of 3 would fit the data reasonably well.

Although, important information can be gained on mixing relation spatially in plan form (x,y), this is not the case with the third dimension, that is depth. The different plume flow geometries shown in Fig.12 would all result in the same type of gradient along the ridge profile, assuming that the mixing takes place within the melting zone as delineated in this figure. Even the so called veined mantle model (Hanson 1977), assuming in this case a higher density of veins beneath Iceland, would adequately satisfy the observations. The lack of depth definition is a major drawback in this tracer approach. The question whether the mixing process took place in the mantle, or between melts, or at some intermediate partial molten state remains also unresolved at this time.

Fig. 12. Some possible mantle plume flow patterns that could satisfy the isotope and La/Sm gradients observed along the Reykjanes Ridges shown in Figure 10b by mixing of the LILE-enriched plume and the LILE-depleted asthenosphere source within the depth zone of partial melting. R_A , R_M , R_B are for LILE or isotope ratios in the plume, the mixture and the depleted asthenosphere and " n " which defines the curvature, is the concentration ratio between source A and B of the element or isotope at the denominator of the R 's ratio. Curves concave down are for $n > 1$ and concave up for $n < 1$, whereas the straight line is for $n = 1$. The fraction of plume in the mix is assumed to decrease linearly with distance from Iceland. Reproduced from Schilling, 1986.

The plume source - ridge sink model just discussed stimulated important controversies (e.g., O'Hara, 1973, 1975, 1977; Schilling, 1973b; O'Nions and Pankhurst, 1974; Sigvaldason et al. 1974; Flower et al. 1975; Langmuir et al. 1978); but whatever the real cause of the gradients observed, the approach of using the Mid-Atlantic Ridge axis as a window into the upper mantle, in order to probe and constrain probable mantle flow patterns with trace element or isotope tracers, was established and opened a new era in the study of the Earth's mantle.

Subsequent sampling in the Mid-Ocean Ridge system near islands has delineated the influence of other plumes in a similar fashion. Most of the Mid-Atlantic Ridge has now been sampled at a 30-60 km interval (see e.g. Schilling et al. 1983 and Schilling 1986 for review in the North Atlantic). Major isotopic anomalies and associated topographic and geoid anomalies have delineated the influence of the Jan Mayen, Iceland, Azores plumes, and smaller scale anomalies at 14°N (Dosso et al. 1991) and 1.7°N (Schilling et al. 1988, 1989). Small geochemical and isotopic discontinuities have also been observed at major fracture zones such as the Tjörnes, Gibbs and Kane FZ. These geochemical variations have been used to study the scale-length of mantle heterogeneities, magma chamber segmentation along the ridge axis (Langmuir et al. 1986), or secondary convective cells (Machado et al. 1982). For example, the small anomaly at 43°N fracture zone has been attributed to the cold edge effect of the fracture zone toward the ridge-fracture zone intersection. Smaller degrees of partial melting would be operating near the fracture zone (Langmuir and Bender 1984). Enriched veins or domains,

smaller than the operating negative thermal anomaly, would be preferentially be molten relative to the depleted mantle matrix, as also suggested by Sleep (1984). Small geochemical steps at the Gibbs fracture zone have been attributed to the damming of shallow plume flow from Iceland, whereas the one at the Tjörnes FZ could also be related to recurring recent jumps of the MAR axis north of Iceland. The small Nd and Sr isotopic discontinuity observed at the Kane FZ, which is far away from any plume influence, has been attributed to reflect the boundary between two separate, secondary convection rolls displayed perpendicular to the ridge, as proposed by Richter and Parsons (1975).

Finally, small steps within large scale gradients, such as those apparent in the Pb isotope profile along the Reykjanes Ridge (Fig.10b), may reflect the length scale of subaxial magma chambers. The horizontal part of these steps would reflect the presence of actively convecting magma chambers in which mantle derived heterogeneities of smaller scale are homogenized, as originally suggested by Cohen and O'Nions (1982). Detailed sampling and multibeam bathymetric mapping of the MAR axis south of the Azores, under the French-American Ridge Atlantic collaborative program (FARA), is currently in progress for delineating magma-chamber segmentation along the 1000 km long $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ gradient present south of the Azores Platform (White and Schilling 1978).

IX - Plume dispersion models

Although interpretations of small scale isotopic anomalies along ridges may differ on a local basis, it is now generally accepted that plumes do indeed disperse into the depleted low viscosity

asthenosphere and contaminate it on various scales. What remains less certain are the modes and factors controlling such dispersions.

Several models of plume dispersal are currently being considered. For instance, White and McKenzie (1989) consider that plumes disperse horizontally beneath the rigid lithosphere in essentially radial fashion over 1000-2000 km distance. In contrast, Sleep (1990) considers that the plate drag skew the dispersal of intraplate plumes injected into the low-viscosity zone beneath the lithosphere.

The blob cluster model (Allègre et al. 1984), which is based on an apparent inverse relationship between Nd-Sr-Pb isotopic variance in MORB and spreading rates, suggests that the breakup and dispersal of mantle plumes is directly proportional to the convective rate of the upper mantle, as measured by the spreading rate of mid-ocean ridges. It implies a direct link between mantle convection and relative plate motions.

Plumes tilted significantly in the upper-mantle by plate drags, or by deeper return flows associated with the subduction of plates, may enhance entrainment of the surrounding mantle and detachments of blobs once a critical tilt angle is reached (Skilbeck and Whitehead 1978, Olson and Singer 1985, Richards and Griffiths 1989).

I have pursued the "*mantle plume source - migrating ridge sink*" model (MPS-MRS), which suggests that the migrating ridge is fed and dynamically affected by a preferential plume flow along a thermally induced channel at the base of the lithosphere. The inverted channel is progressively carved by the hot plume from the time it was ridge-centered (Morgan

1978, Schilling 1985, Schilling et al. 1985) (Fig.13). When ridge-centered, the preferential plume flow takes place along the ridge axis, more or less symmetrically about the plume (Vogt 1971, Schilling 1973, Schilling 1985). Mixing of the rising plume with the asthenosphere takes place by entrainment and in the melting zone which is initiated at greater depth than along normal ridge segments because the plume is hotter. A larger mean degree of melting and a thicker crust result. A key point in Schilling's (1985) model for generating the excess topography and the geochemical gradients observed is that the plume flux must exceed the production rate of new lithosphere integrated along the ridge across the plume diameter (on-axis case, Fig.13), or over the width of the lateral plume channel at its intersection with the migrating ridge axis (off-axis case, Fig.13).

It is also now well documented that mid-ocean ridges migrating away from hot mantle plumes are geochemically and dynamically affected by plumes discharging over long periods of time (t) and ridge migration distances (y) (Schilling 1985). The flow connection between plumes and migrating ridges has been established from the following surface observables: (i) tracks of constructional volcanism (Morgan 1978), (ii) along-ridge geochemical anomaly length (W) and associated excess ridge elevation (ΔE) and (iii) the identification of plumes from mixing vectors in multi-Nd-Sr-Pb-He isotope space representations of basalt compositions, to which we devote the next section. The empirical relationships $W=1010-24.5 y^{1/2}$ and $\Delta E=2.42 \cdot 10^{-3} W$ (with W and ΔE in km), established for nine plumes from the Atlantic and Pacific (Schilling 1985), suggest that these plumes would become purely intraplate when the migrating ridge distance is of the order of 1700 ± 250 km

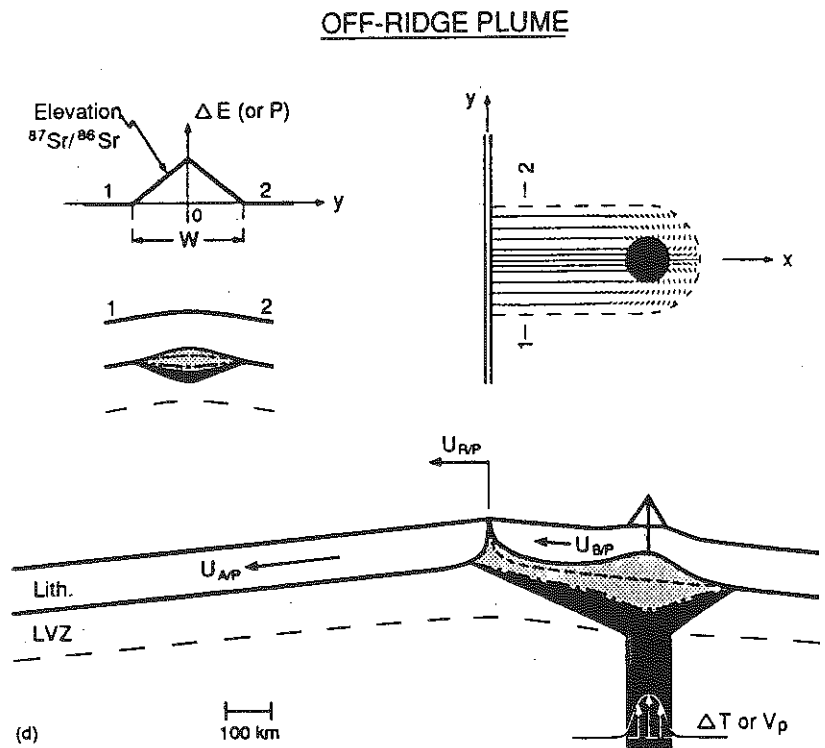
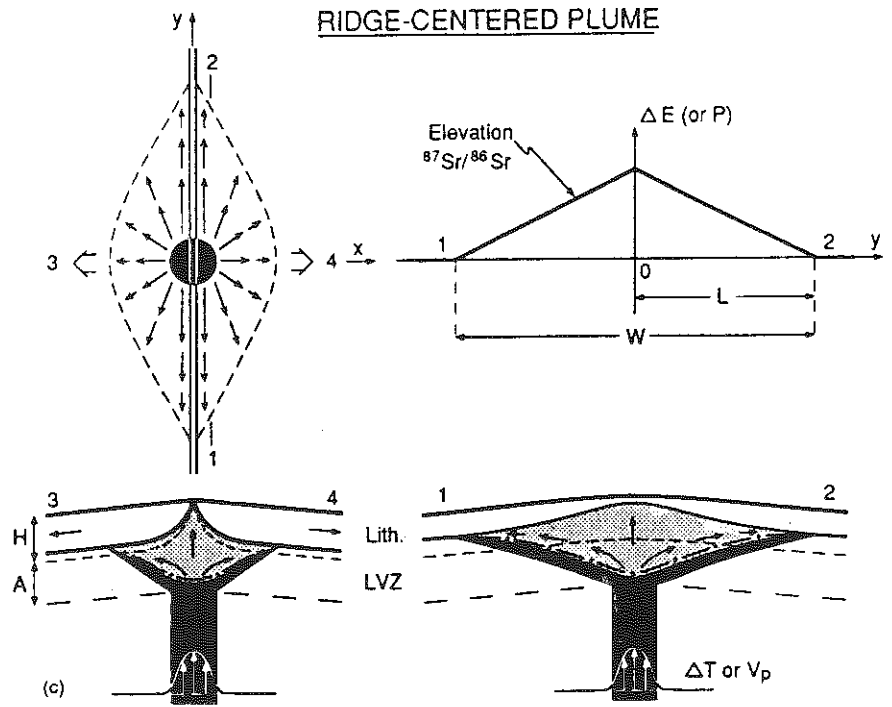


Fig. 13

(Fig.14). At such point, both the topographic and the geochemical anomalies at the migrating ridge axis have disappeared (i.e. subsided and contracted to zero).

Schilling (1985) has also used the actual variation of W versus $y^{1/2}$ to rule out models of radial dispersion of plumes, and constrain the complex dynamical interaction of mantle plumes with migrating ridges. For example, if plumes were radially dispersed and simply passively sampled by migrating ridges, the width of the geochemical anomaly sampled by the passive ridge as a function of migrating ridge distance y would be concaved downward instead of upward as observed by the empirical relationship (Fig.15a). This is also the case, if it were

Fig. 13. Sketch of the MPS-MRS kinematic model in plan and section views, shown at two stages of evolution. Top, Ridge-centered plume position; Bottom, off-ridge plume position. Black regions represent the plume, shaded regions represent the zone of partial melting due to decompression. The dashed-dotted line is the solidus; the small dashed line is the base of normal lithosphere outside the thermally induced horizontal plume channel. The resulting excess elevation and strontium isotope gradients along the ridge axis are assumed to be linear in the model. Sections 1 and 2 are parallel, and sections 3 and 4 perpendicular to the ridge axis. $U_{R/P}$, $U_{A/P}$ and $U_{B/P}$ are the horizontal velocity vectors of the migrating ridge axis (R), the plate (A) and the plate (B), relative to the vertical plume (P). V_p is the vertical velocity of the plume relative to the ambient mantle. The LVZ ('low-viscosity zone') is a layer of low seismic velocity underneath the lithosphere. Reproduced from Schilling, 1991.

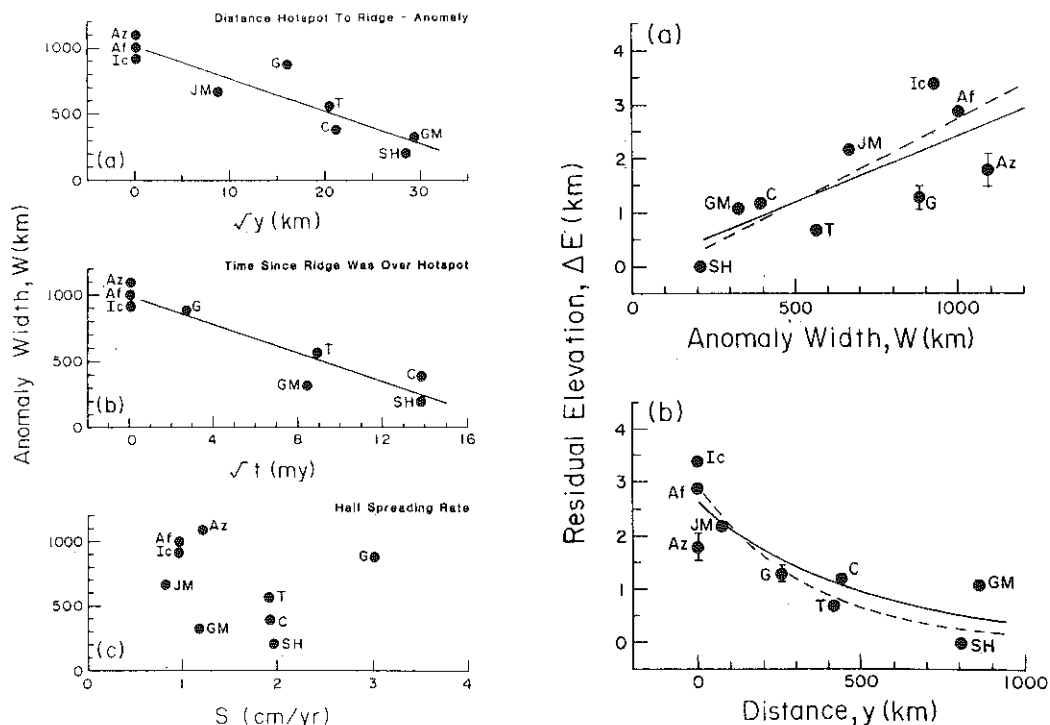


Fig. 14

assumed that the plume was already squewed along the ridge in an oval form when it was ridge-centered. The discrepancy between the predicted $W = f(y)$ for the passive sampling of this oval plume dispersion model and the actual empirical form of $W = f(y)$ is worse than in the previous, uniformly radial, case.

Additional arguments supporting the MPS-MRS model rather than a radial dispersion of plumes in the asthenosphere have also been provided in the Galapagos region, where a major fracture zone is present to study the sense of expected discontinuities in isotope or trace element ratios resulting from the mode of dispersion of plumes and their interaction with migrating ridges. Radial plume dispersion models predicting isotope variations along the ridge can be compared with actual

variations using the existing ridge, fracture zone, plume tectonic configuration (Fig.15b). The facts that the two models predict an isotopic discontinuity at the 91°W FZ opposite in sense to that observed, and that the predicted isotopic profiles along the ridge are concave downward rather than upward as observed, have been used to rule out the radial model and put forward the

Fig. 14. Left. Geochemical anomaly width (W) versus: *a*) square root of present distance (y) of associated hotspot to the geochemical anomaly on migrating ridge (see Fig. 13); *b*) square root of time (t) since the ridge was centered on associated hotspot; and *c*) half spreading rates (S). Note the good best-fit inverse linear correlation of W with $y^{1/2}$ and W with $t^{1/2}$ with correlation coefficients r^2 of 0.85 and 0.89 respectively, but lack of correlation of W with S .

Right. Residual elevation (ΔE) of ridge axis over geochemical anomalies versus; *a*) geochemical anomaly with W (solid and dashed lines are linear best-fits including and excluding the Azores, respectively and the correlation coefficients are respectively, 0.54 and 0.66); *b*) distance (y) of hotspot to the geochemical anomaly on the migrating ridge (dashed and solid curves are fitted to data with and without the Azores respectively). Residual elevation ΔE is the maximum elevation observed along the geochemical anomaly above the 2,900 m-depth base line of normal ridge axes (that is, ridge segments not influenced by hotspots and without any geochemical anomalies). Note that the y direction in this figure is represented by x in Fig. 13. Adapted from Schilling, 1985.

ANOMALY WIDTH vs DISTANCE

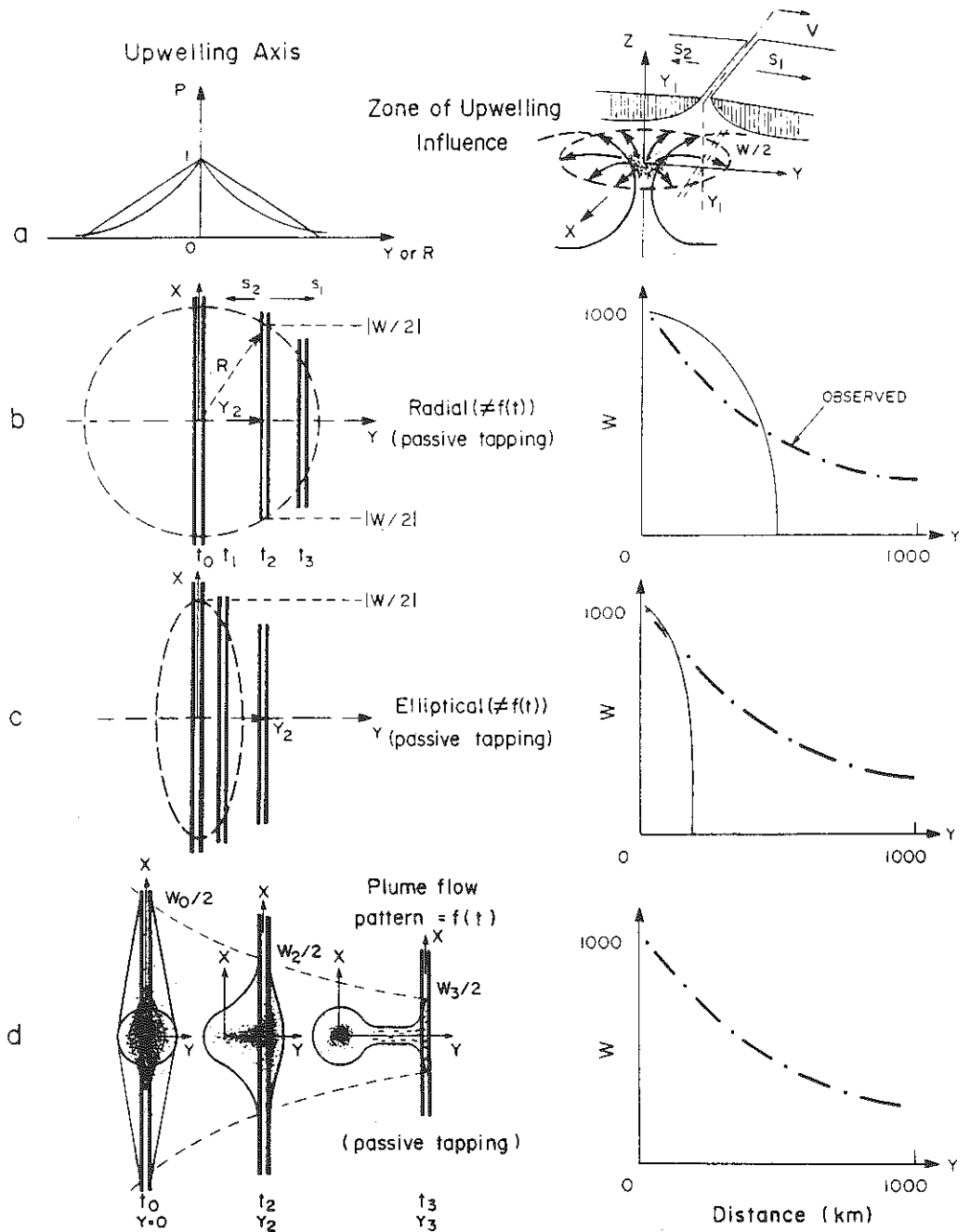


Fig. 15a

Fig. 15. a) Models of plume-flow (source) migrating ridge (sink): The vectors S_1 and S_2 are the half-spreading rates relative to the ridge axis; V is the component of the absolute motion of the migrating ridge along the spreading direction and relative to the hotspot which is considered fixed in space. The mixing fraction P of LILE-rich material is specified only in model *a*, where it decreases regularly outward from the center of the plume. In model *b*, the zone of plume influence detected and passively tapped by the migrating ridge is circular and independent of time, whereas in *c* it is elliptical. Both models *a* and *b* predict a variation of W on the ridge with y which is concave downward, instead of upward as observed empirically (e.g. Fig. 15b). Model *d* considers a plume-flow pattern variable in time and influenced by the migrating ridge, hence changing pressure gradients. The plume-flow configuration is shown for three different times. At t_0 , the plume is ridge-centered, the ridge is elevated anomalously, the plume flow is mostly along the x -axis, and P varies regularly with x (same model as in Fig. 12 for Iceland, or Fig. 13 top). At time t_3 , the plume flow is now channelled toward the more distant ridge, W on the ridge is minimal and the elevation is now essentially normal, mixing is irregular and the heterogeneities are schlieren-like (for example, St. Hélène-Mid Atlantic Ridge). At time t_2 , an intermediate case, the plume flow is skewed both toward and along the migrating ridge which acts as a sink (e.g. Galapagos, Fig. 15b). Note that the direction x and y are represented respectively by y and x in Fig. 13. Reproduced from Schilling, 1985.

b) Binary mantle-LILE asthenosphere model predicting La/Sm variation along the Galapagos Spreading Center (GSC), using the binary mixing

equation $Z = R_B - R_M/R_M (n - 1) - nR_A + R_B$, where R_A , R_B , and R_M stand for La/Sm ratio in the plume, the depleted asthenosphere, and the mixture, respectively, and n is the concentration ratio of Sm in source A relative to B. Z stands for the mass fraction of the plume in the binary mixture, and $1-Z$ is for the depleted asthenosphere. Note that Z is the same as P in Fig. 13. Model A assumes that the proportion of plume material A entering the mixture decreases linearly in a radial fashion about the Galapagos plume center, whereas model B uses a power law function for the radial decrease. The family of curve obtained (thin lines) are for various parametral values of n . The dotted fields show the most likely solutions for $n = 1.5$ to 3. The heavy line shows a second-order best fit through the observed La/Sm variation actually observed. Note how the predictive solutions are concave downward, whereas the best fit through the actual data show the opposite. Also the predicted discontinuities at the 95.5° and 91° W fracture zones are opposite to those observed. (Bottom) A second-order polynomial best fit for the variations of z with distance along the GSC, using the binary mixing equation solving for z . In all these calculations, R_A and R_B were estimated equal to 1.6 ± 0.39 (unpublished analyses of 15 tholeiites from the Galapagos Islands), 0.516 ± 0.056 (14 analyses of basalts from segment 101°W-95.5°W and 83-85°W), and corresponding value n of 2.43 ± 0.51 . Reproduced from Schilling et al., 1982.

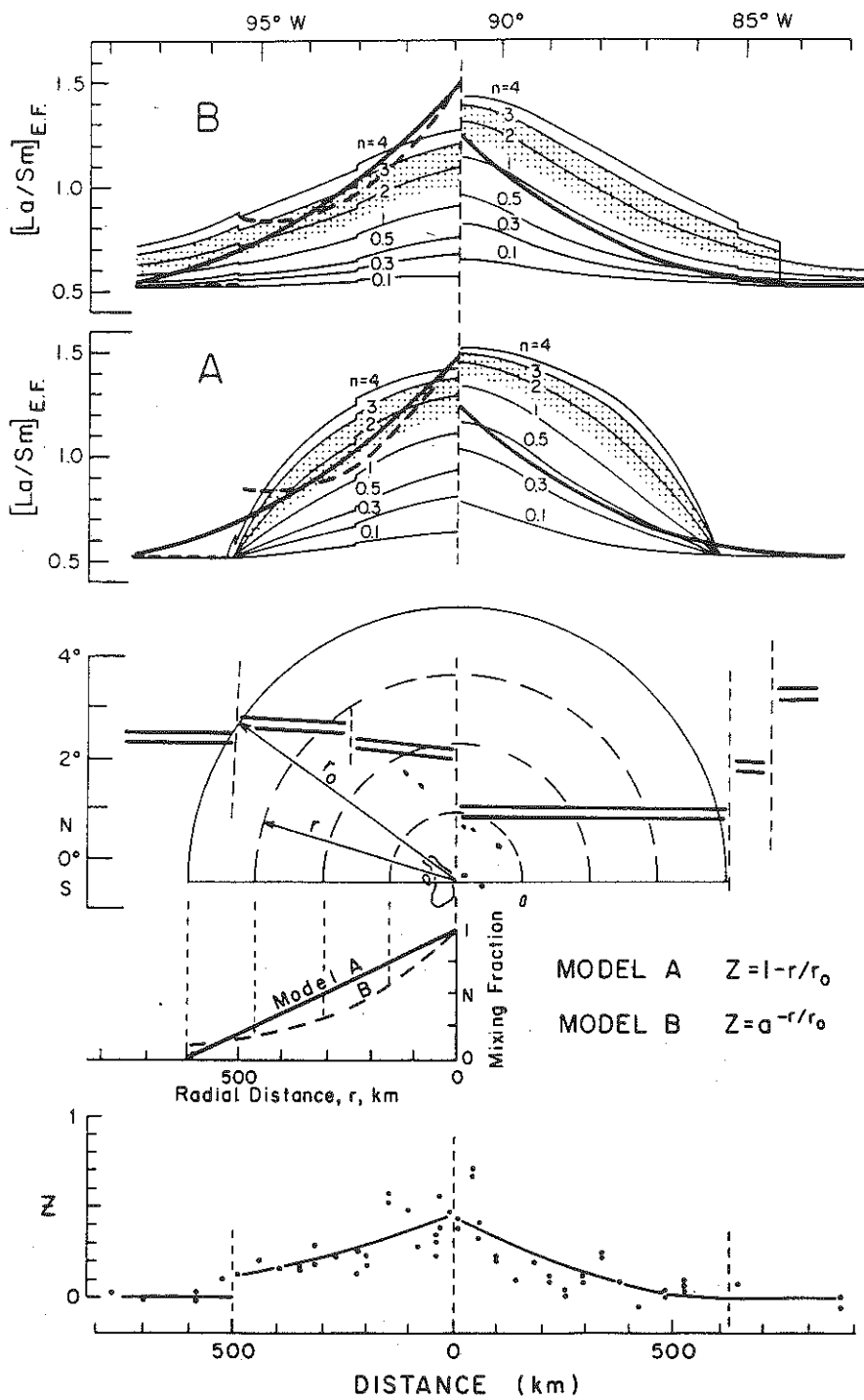


Fig. 15b

MPS-MRS model for the Galapagos, as suggested initially by Morgan (1978) on morphological grounds only, and subsequently substantiated geochemically by Schilling et al. (1982), Verma et al. (1982), and Verma et al. (1983).

2. The South Atlantic case:

The use of isotope tracers for identifying the source of geochemical anomalies along migrating ridges and assert their possible connections with mantle plumes in off-ridge axis position is well illustrated in the South Atlantic (Fig.16) (Humphries et al. 1985, Schilling et al. 1985, Hanan et al. 1986). Since Gast (1965), it has been recognized that the Ascension, St H  lena and Gough-Tristan hotspots have very distinct isotopic compositions. This is readily apparent in the various 2-D and 3-D Nd-Sr-Pb isotopic projections shown in Fig .7, using average compositions for these islands. If a flow connection and mixing by entrainment between the off-ridge plumes and the westward migrating MAR axis is indeed taking place as the MPS- MRS model calls for, mixing vectors would be expected in these isotopic diagrams between the different plume poles and the depleted asthenosphere pole. They would have to be straight lines in 2-D or 3-D Pb isotope space, but not necessarily in isotope space involving different elements. Three cruises were planned to test this model and others. The La/Sm profile shows relatively narrow spike-like anomalies at the latitude of the off-ridge hotspots (Fig.16). Contrary to the regular gradients observed about the ridge-centered plumes in

Fig. 16. *a*) Tectonic map of the South Atlantic showing the location of dredged basalts along the MAR, DSDP holes 525A, 528, 527 and 516F (open circles), off-ridge hotspots (islands) and their tracks (hatched areas

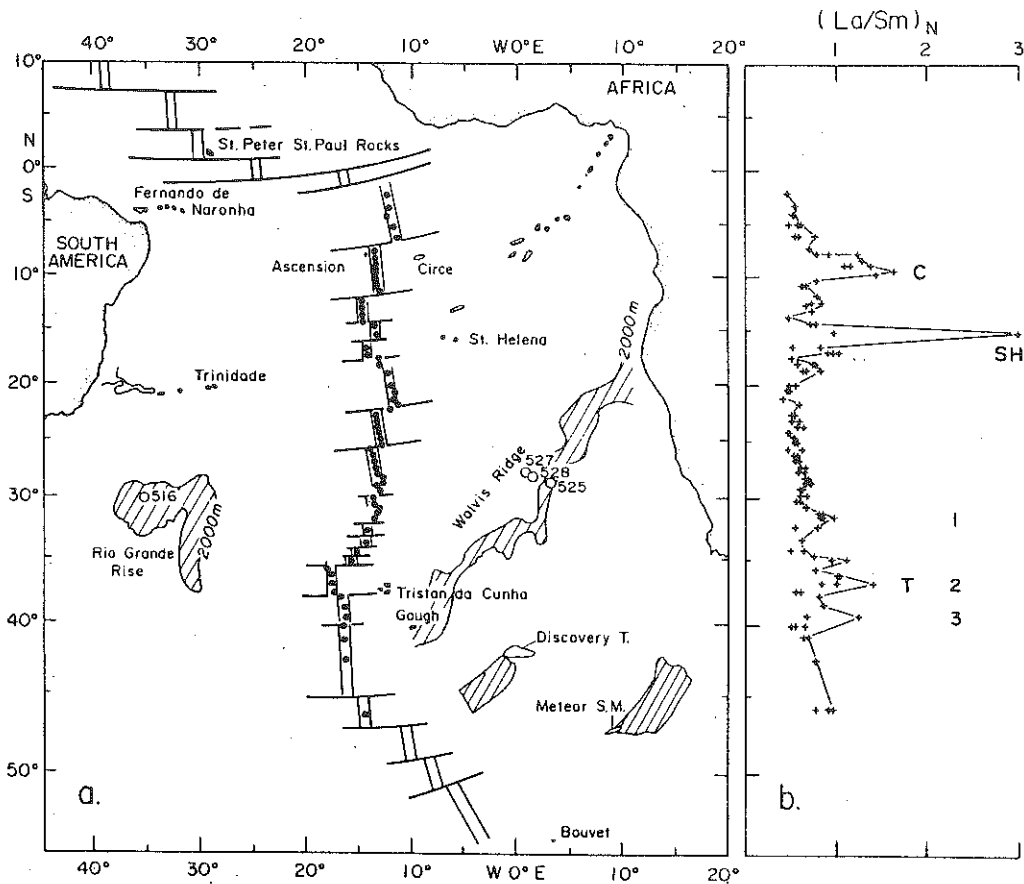


Fig. 16

of seamount chains). *b*) Corresponding latitudinal variation of chondrite-normalized La/Sm in dredged basalts from the MAR-axis. Note spike-like anomalies opposite Circe (C), St. Hélène (SH) and in the vicinity of the Tristan-Gough-Discovery hotspots (T). Note that there may be at least three distinct small spikes (1, 2,3) in the latter broader anomaly. These geochemically anomalous ridge segments are also accompanied by anomalous elevation of the ridge axis. They may reflect lateral sub-crustal plume flow feeding the spreading ridge axis from the corresponding off-ridge hotspots (see Fig. 17). Reproduced from Hanan et al., 1986.

the North Atlantic, these spikes are rather irregular and contain the entire spectrum of REE patterns from depleted to enriched, suggesting more irregular mixing conditions. The topographic expression of these anomalies are also less clear, though detailed multibeam mapping is needed to resolve this question. The spike near Ascension was expected prior to the cruise on the basis of disturbed magnetic anomalies, the presence of an apparently filled rift, a large off-ridge seamount (Circe) and an anomalous subsidence curve of the seafloor across this latitude (Schilling et al. 1985). A geochemical anomaly opposite Tristan-Gough hotspots was also anticipated because of their closeness to the MAR, but not for St. Hélène because of its remoteness from the MAR! Figure 17 shows schematically different upper-mantle dynamic flow models which could, or could not, produce a geochemical anomaly at the ridge axis. These flow patterns illustrate well the use of geochemical tracers in geodynamics. Only the subhorizontal upper-mantle flow model, or the migrating ridge model are acceptable. The random plum-pudding like model would require too much of a coincidence to be probable.

Fig. 17. Schematic representation of mantle flow-plate motion models which cannot (models 1 and 2) or can (models 3-5) explain the short wavelength La/Sm anomalies shown in Fig. 16 or 18. DLVL, depleted low velocity layer (depleted asthenosphere); lithos, lithosphere. Asthenospheric flow lines in model 5 are for passive spreading (full-line arrows) and active spreading (dashed arrows). Reproduced from Schilling et al., 1985.

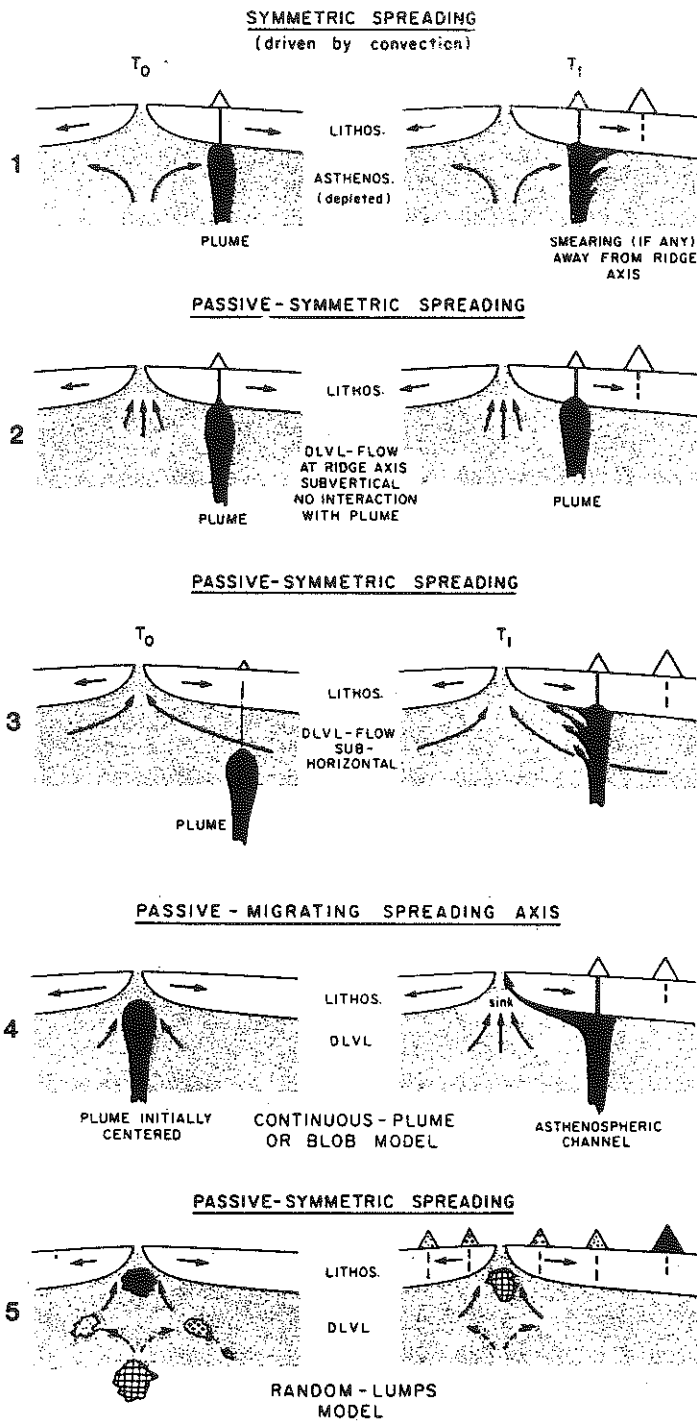


Fig. 17

The plume - ridge connection model requires multi-isotope data on the same basalts to be convincingly demonstrated. This is illustrated in Fig.18. The Pb-Sr isotopes profiles along the MAR are similar to that of the La/Sm in terms of the spike positions, but differ significantly in terms of the base line (i.e. large scale background trend). Whereas the La/Sm ratio between the spikes return to a common level typical of depleted REE patterns along the entire South Atlantic profile, the Pb, Sr and He isotopes ratio do not. The base line reach a maximum at different places depending on the isotope ratio. A broad maximum in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ occurs near St. Hélène which is also rich in such a component, whereas the long wavelength trend for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reaches a broad maxima near the Tristan-Gough-Discovery hotspots which are also high in such isotopic ratios. A broad, low level pollution of the asthenosphere by the St. Hélène and the Tristan-Gough plumes is suggested. We will return to this large scale pollution later.

Fig. 18. Comparison of latitudinal variation in $7/4$, $6/4$, $8/4$ Pb and $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ in basalts from the MAR. Note that the observed baseline (solid line) for $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ remains essentially constant; that for $6/4$ passes through a maximum around 24°S near St. Hélène, that for $7/4$ reaches a maximum around $25\text{-}30^{\circ}\text{S}$, and that for $8/4$ progressively increases southward and levels off over the Tristan region. The baselines are interpreted as being due to background pollution of the LILE-depleted asthenosphere by dispersion in the past of the St. Hélène and Tristan plume heads; presumably before the migrating MAR overrode these hotspots and the lateral off-ridge plume-derived flow channels developed. Reproduced from Hanan et al., 1986.

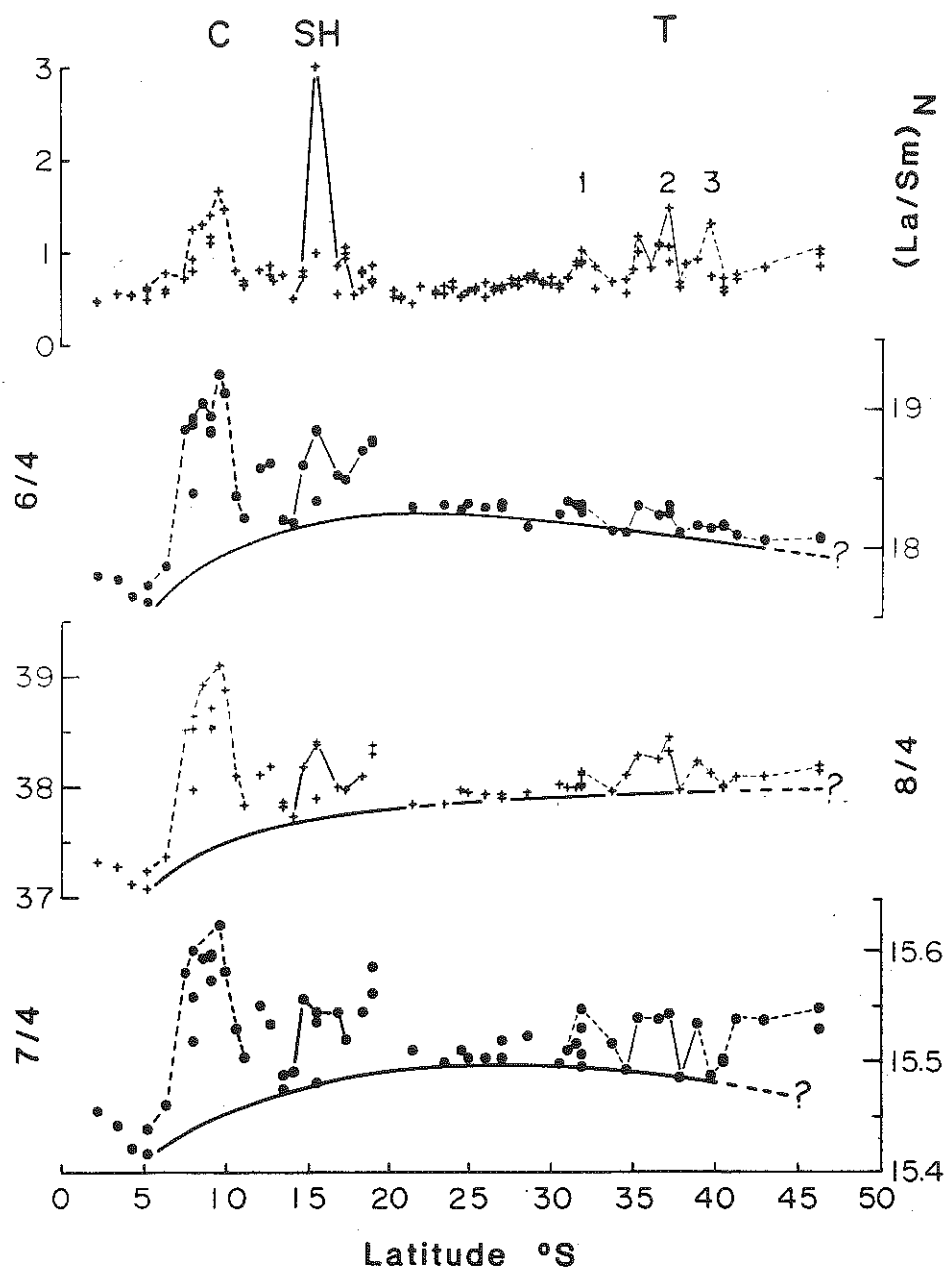


Fig. 18

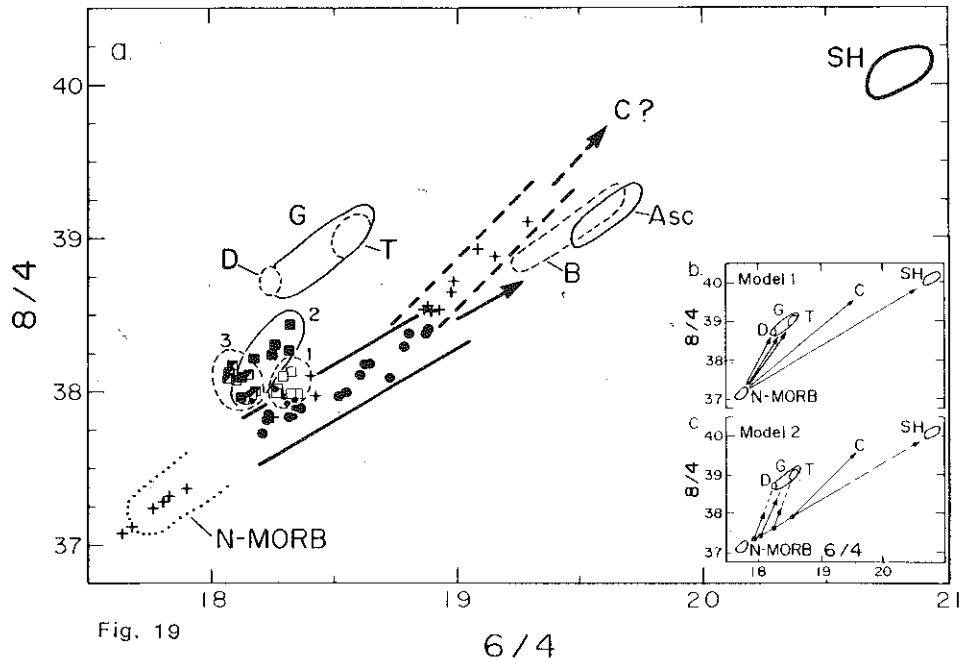


Fig. 19. a) $8/4$ versus $6/4$ Pb isotope covariation diagram showing the South Atlantic MAR basalts in relation to: the field occupied by South Atlantic island basalts from off-ridge hotspots, including Discovery (D), Gough (G), Tristan (T), Bouvet (B), Ascension (Asc) and St. Hélène (SH); and the field occupied by normal MAR basalts from the North Atlantic (N-MORB). Symbols for basalts from the South Atlantic MAR segment sub-populations, based on the distribution of spike-like La/Sm anomalies shown in Fig. 16 or 18, are: 2-12°S, including C-spike (crosses, heavy dashed-line array); 12-22°S, including SH-spike (filled circles, heavy-line array); 22-30.75°S (small dots); 30.75-34°S, including T-1 spike (open squares, thin dashed-line envelope); 34-39°S, including T-2 spike (filled squares, thin full-line envelope); and 39-47°S, including T-3 spike (half-filled squares, thin dashed-line envelope). Note: how basalts from the La/Sm spike-bearing MAR-segment subpopulations tend to form distinct linear arrays pointing towards the field

occupied by the geographically related off-ridge hotspots; two distinct linear arrays are required by the 2-12°S population. Geographically these correspond to segment 2-7°S (crosses overlapping with N-MORB field), which points towards St. Hélène or Ascension (but this is not the case on a 7/4 versus 6/4 plot): and the 7-12°S segment (heavy dashed-line array), which points neither towards St. Hélène nor Ascension Island, but rather towards a field presumably occupied by the large Circe Seamount shown in Fig. 16 (8°15'S, 9°20'W) - presumably the influential off-ridge hotspot at this latitude. *b*) Idealized binary mixing model 1 initially expected to account for the spike-like geochemical anomalies shown in Fig. 16. Basalts from each spike would form a vector representing binary mixing between a pure, LILE-depleted, asthenosphere end-member source and plume material of Pb isotope composition characteristic of the off-ridge hotspot source present at the corresponding latitude of these MAR spikes. *c*) Idealized binary mixing model 2, reflecting a possible interpretation of the Pb isotope distribution actually observed and shown in *a*. Distinct binary-mixing vectors are preserved between the off-ridge plumes and a LILE-depleted end-member which is no longer constant in composition, but is polluted (enriched) to various extents with a St. Hélène-plume-type end-member material whose contribution increases southward along the MAR. Presumably, the broad background pollution of the LILE-depleted source would have been caused by the dispersion of the plume head before the breakup of Gondwanaland. Black dots at the intersection of the binary mixing vectors D, G and T with the SH-LILE-depleted asthenosphere binary would give the Pb isotope composition of the polluted LILE-depleted asthenosphere at the latitudes of the C, SH and T (-1, -2, -3) geochemical anomalies shown in Fig. 16. Reproduced from Hanan et al., 1986.

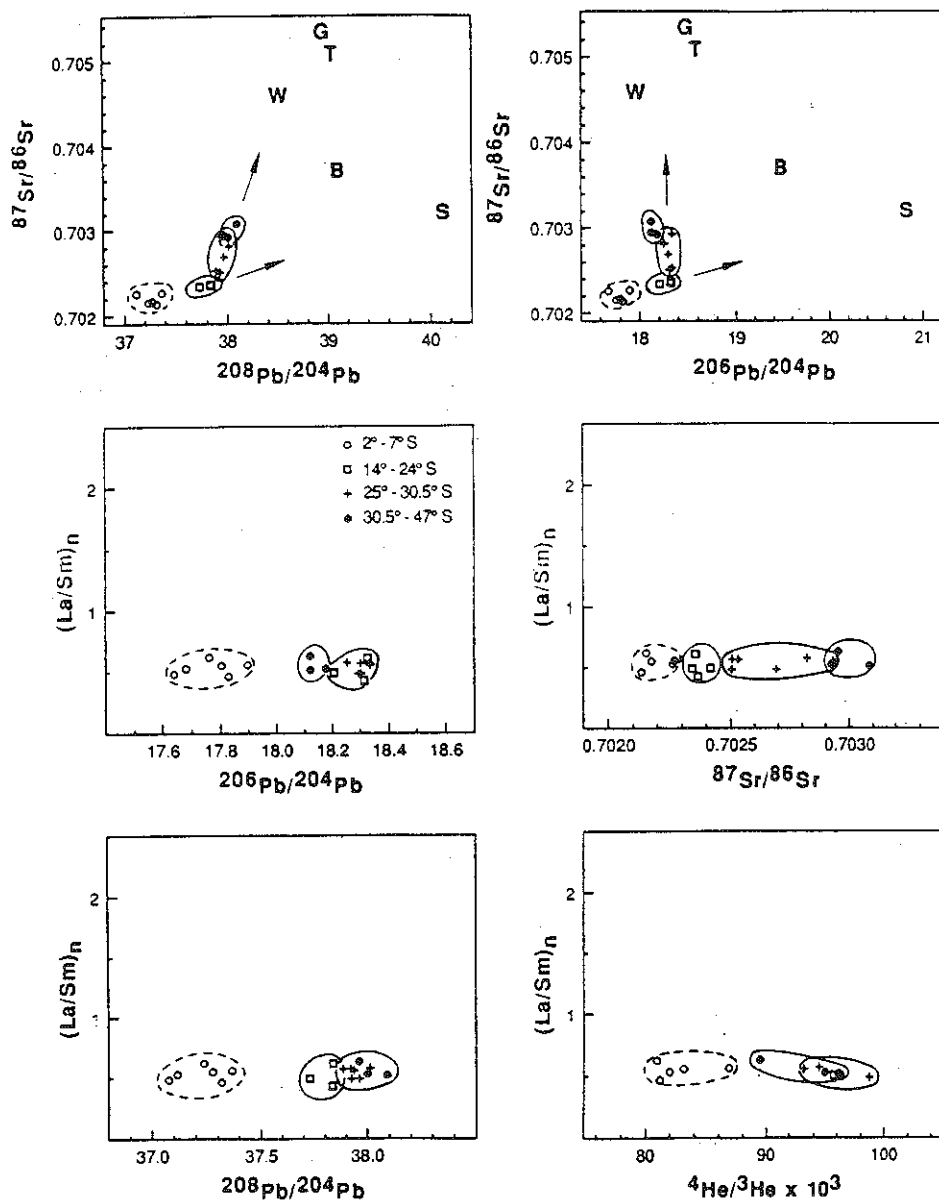


Fig. 20

In 2-D Pb isotope space the three populations from the spikes do indeed form arrays directed toward St. Hélène, Tristan-Gough, and a third pole which possibly could represent Circe (Fig.19). A connection between these spikes on the MAR and the respective plumes off- ridge is thus supported by the isotope data. However, it must be noted that the vectors do not actually converge toward the pole representing the depleted asthenosphere, but instead towards what may already be different mixtures of this reservoir with St. Hélène, thus inferring a sequence, or a chronology, of mixing. Note in Fig.19 that the order of succession in the magnitude of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio observed for the off-ridge Discovery, Gough and Tristan hotspots is the same as found for the spikes (vectors) along the MAR opposite to these hotspots, thus again strongly suggesting a channelled-flow connection between the MAR and these plumes.

We now return to the MORB population present between the spikes. They are all light- REE depleted but have variable Pb or Sr isotope ratios. Figure 20 shows that the La/Sm ratio of these MORBs stay constant and independent of the Pb, Sr and He isotope ratios which vary over a wide and significant range.

Fig. 20. La/Sm vs Pb, Sr and He Isotope ratios and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $8/4\text{Pb}$ or $6/4\text{Pb}$ for normal ridges (i.e. $(\text{La}/\text{Sm})_n < 0.63$). Note the lack of La/Sm variation, but in contrast, in the 2-D isotope space projections the two vector trends are consistent with the binary mixing generally observed. Schilling and Fontignie unpublished (1992) and Graham et al., 1992.

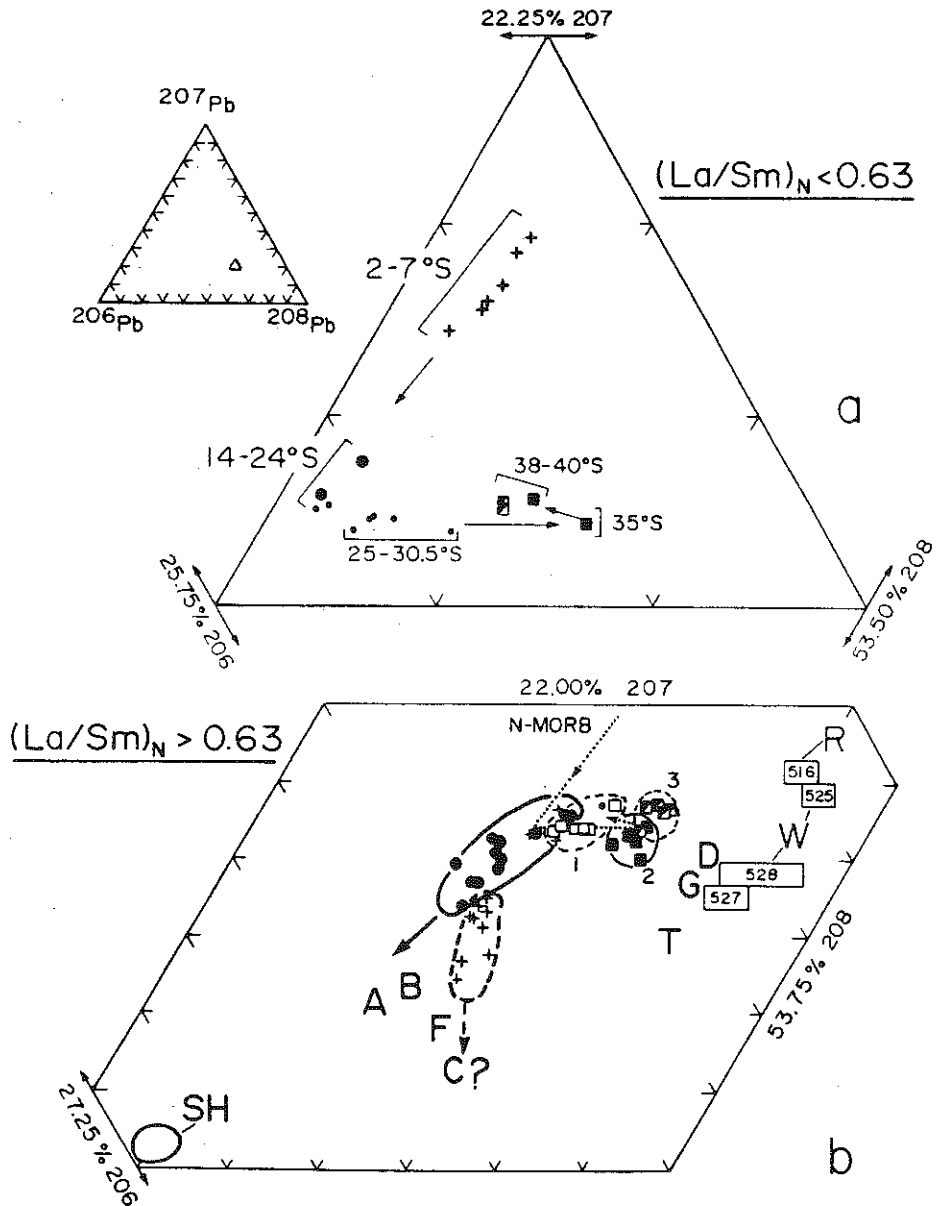


Fig. 21

Fig. 21. Triangular plot of relative abundances of Pb 206, 207 and 208 in MAR basalts from the South Atlantic. *a*) With $(La/Sm)_N < 0.63$ (only N-MORB). Note that N-MORBs from the 2-24°S ridge segment suggest an

array which reflects dominantly binary mixing between the LILE-depleted asthenosphere and the St. Hélène-type plume source (rich in ^{206}Pb), with St. Hélène's contribution to the mix increasing southward (a pollution model of the asthenosphere dominated by St. Hélène). In contrast, N-MORBs from segment 25-35°S reflect ternary mixing between the LILE-depleted asthenosphere, St. Hélène and Tristan (rich in ^{208}Pb) plume-type sources of pollutants, with Tristan's contribution to the mix increasing southward to the detriment of St. Hélène's, whereas the LILE-depleted source's contribution stays essentially constant. Southward, past Tristan, N-MORBs from segment 38-40°S are still reflecting ternary mixing, but with both St. Hélène and Tristan's types of pollutants of the LILE-depleted asthenosphere now decreasing southward. *b*) With $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} > 0.63$ (basalts from the C, SH, and T-1, T-2, T-3 spike highs shown in Fig. 16 and 18). Also plotted are averages of basalts from relevant South Atlantic off-ridge hotspots, and range for basalts from DSDP holes 525A, 527 and 528 on the Walvis Ridge (W) and 516F on the Rio-Grande Rise (R) (data uncorrected for age); and for reference, the N-MORB trend from Fig. 21 (dotted line). Note how the SH spike points towards the St. Hélène island field, the T-1, 2, 3 spike towards Tristan-Gough-Discovery off-ridge hotspot fields, and the C-spike towards values corresponding neither to Fernando De Noronha (F), Bouvet (B), nor Ascension (A), but presumably Circe seamount (C). Note also that the off-ridge Tristan (T), Gough (G) and Discovery (D) hotspots are progressively less enriched in the St. Hélène, ^{206}Pb -rich, pollutant, moving radially southward from St. Hélène Island. Symbols used are the same as defined in Fig. 19. Reproduced from Hanan et al., 1986.

The discrepancy suggests some recent decoupling between the incompatible elements and the isotope ratios in the mantle source of these MORB. In contrast, in Pb-Sr isotopic space these basalts still show systematic mixing vectors pointing towards the St. Hélène and particularly the Gough-Tristan poles as for the spike populations, but the vector lengths are smaller, suggesting a lower level of broad scale contamination by the plumes between the spikes.

The details of the broad scale, two-component pollution of the asthenosphere source is best revealed by looking at the relative ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb isotopic variation in a triangular diagram (Fig.21), using only the depleted basalts with $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} < 0.63$. Mixing vectors must also be linear in such a diagram. The location of the transition zone where the St. Hélène type of background pollutant fades out and the Tristan type becomes more dominant, is readily detectable in such a triangular diagram (Fig.21). From 2° S to 24° S the mixing line is essentially binary between the LILE-depleted source and the St. Hélène type of pollutant, the latter increasing fairly systematically southward to reach a maximum at 24° S , where the St. Hélène-type pollutant rich in ^{206}Pb is felt most (see sequence along this trend). South of 24° S , the mixing trend becomes ternary, with the influence of the Tristan-type pollutant rich in ^{208}Pb becoming progressively more important and the St. Hélène type decreasing southward, while the ^{207}Pb -rich component characterizing the N-MORB's source stays constant. Further south the trend systematically reverses, as the pollutants from both Tristan and St. Hélène decrease southward and the contribution from the depleted asthenospheric source increases slightly. Finally, we note that

if the Tristan-type pollutant south of 24° S along the MAR had not occurred, the trend would have shown a reversal of the sequence along the same St. Hélène-depleted asthenosphere mixing line.

A two-step model process was proposed to explain this Pb isotope systematics, the plume tracks and the history of opening of the Atlantic. First, the dispersion of these plumes and resulting contamination of the sub-continental asthenosphere occurred when the heads of these plumes impinged on the sub-continental mantle lithosphere prior to the opening of the South Atlantic and during the formation of the Parana plateau basalt (i.e. prior to ~110-120Ma ago). This left an asthenosphere contaminated in terms of radiogenic Pb and Sr components, but not in terms of incompatible elements, since upon extensive decompression melting and production of voluminous flood basalts such as the Parana Plateau (e.g. Hawkesworth et al. 1986, White and McKenzie 1989), the residual mantle plume component would have been depleted in highly incompatible elements. A similar scenario may be envisioned for the significant St. Hélène plume head, but without apparently any lithosphere extension, mantle decompression and plateau basalt production. In this case it can be assumed that the degree of partial melting would have been smaller. After the South Atlantic opened and the ridge finally migrated from the two active plumes some 60 Ma ago, the two plumes would have been deflected towards the MAR along a sublithospheric channel as the MPS- MRS model shown in Fig.13 illustrates. Recent S-wave seismic velocity tomography imaging in 3-D independently supports the presence of this channel in the case of the St. Helena plume (Zhang and Tanimoto 1992).

X - Mantle plume fluxes and excess temperatures

The mass or volumetric flux of intraplate mantle plumes has been determined from the production rate of excess topography over these hotspots (Davies 1988, Sleep 1990). The volumetric fluxes range from 0.7 to 10 km³/yr, assuming an excess temperature of 200-225K. Schilling (1991) has also determined the discharge rate of plumes (Q_p) into mid-ocean ridges using either the length of the geochemical anomalies (W) or the associated excess elevation of the ridge axis (ΔE) and known spreading rates. For plumes located at more than 275 km from the migrating ridge axis, there is a good correspondence between the flux estimated directly over the plume and the discharge rate at the migrating ridge axis. This suggests that these plumes are practically discharging their entire flux into the migrating ridge. Since theoretically there are two independent ways for determining the plume discharge rate along Mid-Ocean Ridges (i.e. ΔE or W), I have solved for the mean excess temperature (ΔT) of plumes injected into the mid-ocean ridge system. Surprisingly, the excess temperature is essentially constant ($\Delta T = 215 \pm 35$ K) and independent of: 1) the plume volumetric flux rates, 2) the distance of the plume with the migrating ridge axis it feeds (Fig.22), and 3) the compositional nature of the plume revealed by the Nd-Sr-Pb-He isotope ratios (i.e. DUPAL vs. non-DUPAL, high or low ³He/⁴He, or HIMU vs. EM1 or EM2).

This is surprising since fluid dynamic theories on the rise of mantle plumes and associated entrainment of the surrounding mantle predict simple relationships between excess temperature, the volumetric flux and the height of rise of plumes from their sources (Griffiths and Campbell 1990 and 1991).

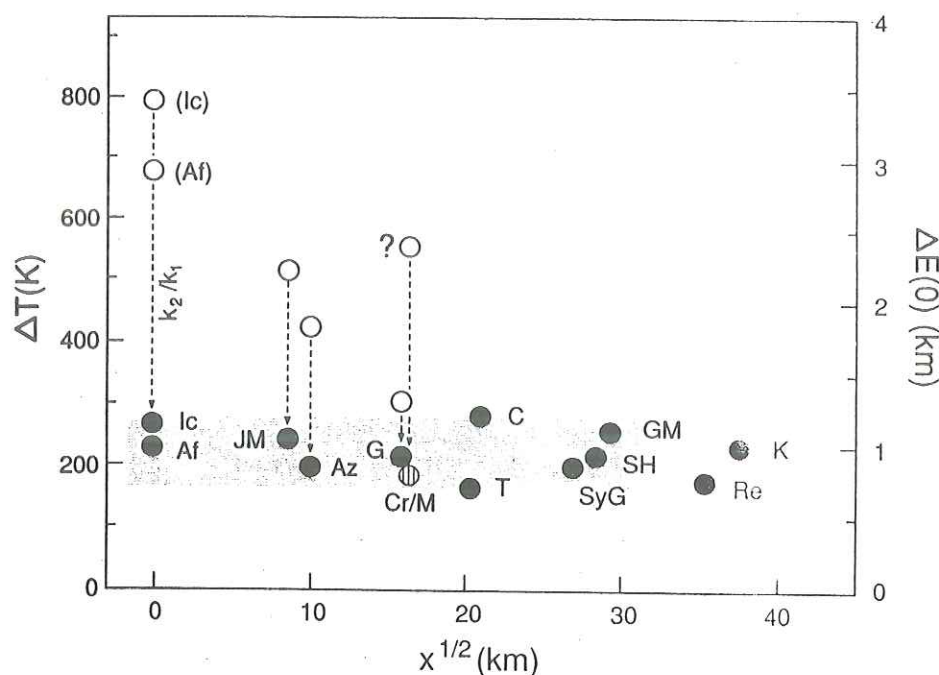


Fig. 22

Fig. 22. Plume excess temperature plotted against the square-root of the distance to the migrating ridge. Vertical dashed lines show effect of the coefficient k_2/k_1 for the ridge-centered plumes ($x < 275 \text{ km}$) O, uncorrected data for $x < 275 \text{ km}$. Right axis shows corresponding maximum excess-elevation anomaly, $\Delta E(0)$, either observed (O, $x < 275 \text{ km}$; ● for $x > 275 \text{ km}$). Note that the estimated excess temperatures of the plumes fall in the narrow range of 160-280 K (shaded region). The variation in ΔT is independent of the distance x to the migrating ridge, the volumetric flux and the He, Pb, Nd and Sr isotope composition of these plumes. See Fig. 13 for the definition of distance x and ΔE . Coefficient k_1 corrects for plume material not incorporated into the spreading lithosphere but instead dispersed into the asthenosphere. Coefficient k_2 corrects for

contribution of thicker crust to the excess elevation anomaly ΔE , using an Airy model. The abbreviations for the plume names are: Ic = Iceland, Af = Afar, JM = Jan Mayen, Az = Azores, G = Galapagos, Cr/M = Crozet/Marion, C = Circe (Ascension), T = Tristan da Cunha, SyG = Sala y Gomez, SH = St. Hélène, GM = Great Meteor, Re = Réunion, K = Kerguelen. Reproduced from Schilling, 1991.

Either these effects acting on the excess temperature ΔT are too small and not resolvable by this rather crude approach, or a regulating mechanism of unknown nature is controlling the excess temperature. I have concluded that all the plumes studied may well be derived from the thermal boundary layer at the core-mantle interface, where the regulating mechanism may be operating. But our knowledge of mantle dynamics and plumes in general is so poor, that the regulating mechanism may well be operating during the ascent of plumes, or at the 670-km thermal boundary layer if it exists, or for that matter at the lithosphere-asthenosphere thermal boundary layer as well! Hopefully, time should tell.

XI - Mantle plume - lithosphere interactions

The first time-series using natural tracers for studying the compositional evolution of a plume and its possible interaction with the continental lithosphere was conducted on the Faeroes basalt plateau and its conjugate on east Greenland (Schilling and Noe Nygaard 1974). The La/Sm variations through the lower and middle stratigraphy basalt lava pile of the Faeroes and in east Greenland were found to be light-REE enriched and very constant. In contrast, rapid fluctuation from light-REE

enriched to depleted patterns were observed from one flow to another in the deposition of the upper Faeroe basalt series, during the period of which subsidence was also recorded. On this basis, Schilling and Noe Nygaard (1974) suggested that mantle plumes may not always be continuous, but could be blob-like. Upon impingement against the continental lithosphere, such blobs would flatten as well as uplift the region and continental break up could follow. This early idea has recently been revived and further supported by numerical and laboratory experiments simulating mantle blobs (i.e. head plumes in the more recent terminology). The approach has since been extended powerfully with isotope tracers throughout the Tertiary Plateau basalt of Iceland (O'Nions and Pankhurst 1973, Schilling et al. 1982, Hanan and Schilling 1992). In the same vein, the dynamical and thermal interaction of the Hawaiian plume with the old oceanic lithosphere has also been studied with several isotope tracers using the well documented tholeiitic, alkali and neplelenitic Hawaiian basalts series (Chen and Frey 1983).

The study of plume-lithosphere interaction in both continental or oceanic settings, using multi-isotope tracer systems on well dated basalts is still at an infantile stage (e.g. Hart et al. 1987, Vidal et al. 1991). Its power in geodynamics, however is now clearly evident and undoubtedly will be pursued aggressively in the future.

References

- Allègre, C.J., Isotope geodynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 175-203, 1987.
- Allègre, C.J. and J-M. Luck, Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 148-154, 1980.
- Allègre, C.J., O. Brevart, B. Dupré and J-F. Minster, Isotopic and chemical effects produced in a continuously differentiating convecting Earth mantle, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 297, 447-477, 1980.
- Allègre, C.J., S.R. Hart and J-F. Minster, Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data, I. Theoretical methods, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 177-190, 1983a.
- Allègre, C.J., S.R. Hart and J-F. Minster, Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data, II. Numerical experiments and discussion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 191-213, 1983b.
- Allègre, C.J., B. Hamelin and B. Dupré, Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: The mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 71-84, 1984.
- Allègre, C.J. and D.L. Turcotte, Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 207-210, 1985.
- Allègre, C.J., B. Hamelin, A. Provost and B. Dupré, Topology in isotopic multispace and origin of mantle heterogeneities, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81, 319-337, 1986.
- Allègre, C.J. and D.L. Turcotte, Implications of a two-component marble-cake mantle, *Nature*, 323, 123-127, 1986.

- Allègre, C.J., E. Lewin and B. Dupré, A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system, *Chem. Geol.*, 70, 211-234, 1988.
- Allègre, C.J. and E. Lewin, Chemical structure and history of the Earth: evidence from global non-linear inversion of isotopic data in a three-box model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 61-88, 1989.
- Armstrong, R.L., A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 6, 175-200, 1968.
- Bence, A.E., The differentiation history of the Earth by Rb-Sr isotopic relationships, Ph. D. Dissertation, MIT, Cambridge Mass, p. 199, 1966.
- Bercovici, D., G. Schubert and G.A. Glatzmaier, Three-dimensional spherical models of convection in the Earth's mantle, *Science*, 244, 950-955, 1989.
- Birch, F., Differentiation of the mantle, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, 483-486, 1958.
- Bougault, H., Contribution des elements de transition a la comprehension de la genese des basalt oceanic, Ph.D. thesis, University de Paris VII, p. 221, 1980.
- Brooks, C., S.R. Hart, A. Hofmann and D.E. James, Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 51-61, 1976.
- Brush, S.G., Chemical history of the Earth's core, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 63, 1185-1188, 1982.
- Castillo, P., The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle, *Nature*, 336, 667-670, 1988.
- Cazenave, A., A. Souriau and K. Dominh, Global coupling of Earth surface topography with hotspots, geoid and mantle heterogeneities, *Nature*, 340, 54-57, 1989.
- Chen, C-Y. and F. Frey, Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt, *Nature*, 302, 785-789, 1983.

- Cohen R.S. and R.K. O'Nions, The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts, *J. Petrol.*, 23, 299-324, 1982.
- Coryell, C.D., J.W. Chase and J.W. Winchester, A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare—earth abundance patterns, *J. Geophys. Res.*, 68, 559-566, 1963.
- Davies, G.F., Geophysical and isotopic constraints on mantle convection: An interim synthesis, *J. Geophys. Res.*, 89, 6017-6040, 1984.
- Davies, G.F., Ocean bathymetry and mantle convection 1. Large-scale flow and hotspots, *J. Geophys. Res.*, 93, 10,467-10,480, 1988.
- De Paolo, D.J., Crustal growth and mantle evolution: Inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1185-1196, 1980.
- De Paolo, D.J., Nd isotopic studies: some new perspectives on earth structure and evolution, *EOS*, 62, 137-140, 1981.
- De Paolo, D.J., Neodymium Isotope geochemistry: An introduction, Springer Verlag, New York, 187 p., 1988.
- De Paolo, D.J. and G.J. Wasserburg, Nd isotopic variations and petrogenic models, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252, 1976a.
- De Paolo, D.J. and G.J. Wasserburg, Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 743-746, 1976b.
- Dietz, R.S. and J.C. Holden, The breakup of Pangaea, *Sci. Amer.*, 223, 30-41, 1970.
- Dosso, L., B.B. Hanan, H. Bougault, J-G. Schilling and J-L. Joron, Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10° and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106, 29-43, 1991.
- Dupré, B. and C.J. Allègre, Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature*, 303, 142-146, 1983.

- Dziewonski, A.M. and D.L. Anderson, Seismic tomography of the Earth's interior, *Amer. Sci.*, 72, 483-494, 1984.
- Elsasser, W.M., Early history of the Earth, In: J. Geiss and E.D. Goldberg, eds., *Earth Science and Meteoritics*, 1-29, 1963.
- Engel, C.G. and A.E. Engel, Basalts dredged from the north-eastern Pacific Ocean floor, *Science*, 140, 1321-1325, 1963.
- Engel, A.E.J. and C.G. Engel, Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge, *Science*, 144, 1330-1333, 1964.
- Faure, G., *Principles of Isotope Geology*, 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York, 589 p., 1986.
- Fisher, O., *Physics of the Earth's Crust*, MacMillan and Company, London, 299 p., 1881.
- Fisk, M.R., J-G. Schilling and H. Sigurdsson, An experimental investigation of Iceland and Reykjanes Ridge tholeiites: I. Phase relations, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 361-374, 1980.
- Flower, M.F.J., H-U. Schmincke and R.N. Thompson, Phlogopite stability and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ step in basalts along the Reykjanes Ridge, *Nature*, 254, 404-405, 1975.
- Fontignie, D. and J-G. Schilling, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and REE variations along the Easter Microplate boundaries (south Pacific): Application of multivariate statistical analyses to ridge segmentation, *Chem. Geol.*, 89, 209-241, 1991.
- Frey, F.A. and L. Haskin, Rare earths in oceanic basalts, *J. Geophys. Res.*, 69, 775-780, 1964.
- Galer, S.J.G. and R.K. O'Nions, Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection, *Nature*, 316, 778-782, 1985.
- Galer, S.J.G. and R.K. O'Nions, Magmagenesis and the mapping of chemical and isotopic variations in the mantle, *Chem. Geol.*, 56, 45-61, 1986.

- Galer, S.J.G., S.L. Goldstein and R.K. O'Nions, Limits on chemical and convective isolation in the Earth's interior, *Chem. Geol.*, 75, 257-290, 1989.
- Ganapathy, R. and E. Anders, Bulk compositions of the Moon and Earth, estimated from meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, Suppl. 5, 1181-1206, 1974.
- Gast, P.W., Limitations on the composition of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 65, 1287-1297, 1960.
- Gast, P.W., The isotopic composition of strontium and the age of stone meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 927-943, 1962.
- Gast, P.W., Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the Earth's mantle, *Science*, 147, 858-860, 1965.
- Gast, P.W., Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057-1086, 1968.
- Gast, P.W., G.R. Tilton and C. Hedge, Isotopic composition of lead and strontium for Ascension and Gough Islands, *Science*, 145, 1181-1185, 1964.
- Goldschmidt, V.M., The distribution of the chemical elements [reprint of 1929 lecture], In: S.K. Runcorn, ed., *The Royal Institution-Library of Science, Earth Sciences*, 3, Applied Science, London, 219-233, 1971.
- Graham, D., J. Lupton, F. Albarède and M. Condomines, Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island, *Nature*, 347, 545-548, 1990.
- Graham, D.W., W.J. Jenkins, J-G. Schilling, G. Thompson, M.D. Kurz and S.E. Humphris, Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the South Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press, 1992.
- Green, P.E., *Mathematical tools for applied multivariate analysis*, Academic Press, New York, 376 p., 1976.

- Griffiths, R.W. and I.H. Campbell, Stirring and structure in mantle starting plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 66-78, 1990.
- Griffiths, R.W. and I.H. Campbell, On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 103, 214-227, 1991.
- Grossman, L. and J.W. Larimer, Early chemical history of the solar system, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12, 71-101, 1974.
- Hanan B.B., R.H. Kingsley and J-G. Schilling, Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge - hotspot interactions, *Nature*, 322, 137-144, 1986.
- Hanan, B.B. and J-G. Schilling, Easter microplate evolution: Pb isotope evidence, *J. Geophys. Res.*, 94, 7432-7448, 1989.
- Hanan, B.B. and J-G. Schilling, The dynamic evolution of the Iceland Plume: The Pb isotope perspective, *Earth Planet. Sci. Lett.*, submitted, 1992.
- Hanson, G.N., Geochemical evolution of the suboceanic mantle, *Geol. Soc. Lond.*, 134, 235-253, 1977.
- Hart, S.R., A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle, *Nature*, 309, 753-757, 1984.
- Hart, S.R., Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 273-296, 1988.
- Hart, S.R., J-G. Schilling and J.L. Powell, Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry, *Nature Phys. Sci.*, 236, 104-107, 1973.
- Hart, S.R., D.C. Gerlach and W.M. White, A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1551-1557, 1986.
- Hart, S.R. and H. Staudigel, Isotopic characterization and identification of recycled components, In: S.R. Hart and L. Gülen, ed., *Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones*, NATO ASI Series, C258, Kluwer Acac. Pub., 15-28, 1989.

- Hart, S.R. and A. Zindler, Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle, In: W.R. Peltier, ed., *Mantle Convection*, 261-387, 1989.
- Hart, W.K., G. Woldegabriel, R.C. Walter and S.A. Mertzman, Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions, *J. Geophys. Res.*, 94, 7731-7748, 1989.
- Hart, S.R., E.H. Hauri, L.A. Oschmann and J.A. Whitehead, Mantle plumes and entrainment: The isotopic evidence, *Science*, in press, 1991.
- Hawkesworth, C.J., N.W. Rogers, P.W.C. van Calsteren and M.A. Menzies, Mantle enrichment processes, *Nature*, 311, 331-335, 1984.
- Hawkesworth, C.J., M.S.M. Mantovani, P.N. Taylor and Z. Palacz, Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts, *Nature*, 322, 356-359, 1986.
- Hedge, C.E., Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 88-94, 1978.
- Hedge, C.E. and F.G. Walthall, Radiogenic strontium-87 as an index of geologic processes, *Science*, 140, 1214-1217, 1963.
- Hedge, C.E., N.D. Watkins, R.A. Hildreth and W.P. Doering, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in basalts from islands in the Indian Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 29-34, 1973.
- Hermes, O.D. and J-G. Schilling, Olivine from Reykjanes Ridge and Iceland tholeiites, and its significance to the two-mantle source model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 7-20, 1976.
- Hofmann, A.W. and W.M. White, Mantle plumes from ancient oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 421-436, 1982.
- Hofmann, A.W. and W.M. White, Ba, Rb and Cs in the Earth's mantle, *Z. Naturforsch.*, 38a, 256-266, 1983.

- Hofmann, A.W., K.P. Jochum, M. Seufert and W.M. White, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 33-45, 1986.
- Humphris, S.E., G. Thompson, J-G. Schilling and R.H. Kingsley, Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: Influence of the Tristan da Cunha mantle plume, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1445-1464, 1985.
- Hurley, P.M., Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 273-283, 1968a.
- Hurley, P.M., Correction to: Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1025-1030, 1968b.
- Jacobsen, S.B. and G.J. Wasserburg, The mean age of mantle and crustal reservoirs, *J. Geophys. Res.*, 84, 7411-7427, 1979.
- Jagoutz, E., M. Palme, H. Baddenhausen, K. Blum, M. Cendales, G. Dreibus, B. Spettel, V. Eorenz and H. Wanke, The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, 2031-2050, 1979.
- Jeanloz, R., The nature of the Earth's core, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 357-386, 1990.
- Jochum, K.P., A.W. Hofmann, E. Ito, H.M. Seufert and W.M. White, K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle, *Nature*, 306, 431-436, 1983.
- Keppler, H. and P.J. Wyllie, Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes, *nature*, 348, 531-533.
- Klein, E.M., C.H. Langmuir, A. Zindler, H. Staudigel and B. Hamelin, Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance, *Nature*, 333, 623-629, 1988.

- Kurz, M.D., W.J. Jenkins, J-G. Schilling and S.R. Hart, Helium isotopic variations in the mantle beneath the North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 1-14, 1982.
- Langmuir, C.H., R.D. Vocke Jr., G.N. Hanson and S. Hart, A general mixing equation with applications to Icelandic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 380-392, 1978.
- Langmuir, C.H. and J.F. Bender, The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: Observations and implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 107-127, 1984.
- Langmuir, C.H., J.F. Bender and R. Batiza, Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'-14°30'N, *Nature*, 322, 422-429, 1986.
- Larimer, J.W., Composition of the Earth: Chondritic or Achondritic?, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 769-786, 1971.
- Le Maître, R.W., *Numerical Petrology: Statistical Interpretation of Geochemical Data*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 281 p., 1982.
- Le Mouél, J.L., C. Gire and T. Madden, Motions at core surface in the geostrophic approximation, *Phys. Earth Planet. Int.*, 39, 270-287, 1985.
- Loper, D.E. and F.D. Stacey, The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes, *Phys. Earth Planet. Int.*, 33, 304-317, 1983.
- Loubet, M., N. Shimizu and C.J. Allègre, Rare earth elements in alpine peridotites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 1-12, 1975.
- Luck, J.M., L. Birck and C.J. Allègre, ^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites: early chronology of the solar system and age of the galaxy, *Nature*, 283, 256-259, 1980.
- Luck, J.M. and C.J. Allègre, ^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites and cosmological consequences, *Nature*, 302, 130-132, 1983.

- Lugmair, G.W., N.B. Scheininn and K. Marti, Sm-Nd age and history of Apollo 17 results 757075: Evidence for early differentiation of the lunar exterior, Proc. Lunar Sci. Conf. 6th, 1419-1428, 1975.
- Macdougall, J.D. and G.W. Lugmair, Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: Significance for mantle heterogeneity, Earth Planet. Sci. Lett., 77, 273-284, 1986.
- Machado, N., J.N. Ludden, C. Brooks and G. Thompson, Fine-scale isotopic heterogeneity in the sub-Atlantic mantle, Nature, 295, 226-228, 1982.
- Mahoney, J.J., J.H. Natland, W.M. White, R. Poreda, S.H. Bloomer, R.L. Fisher and A.N. Baxter, Isotopic and geochemical provinces of the western Indian Ocean spreading centers, J. Geophys. Res., 94, 4033-4052, 1989.
- Martin, C.E., Osmium isotopic characteristics of mantle-derived rocks, Geochim. Cosmochim. Acta., 55, 1421-1434, 1991.
- McKenzie, D., The generation and compaction of partially molten rock, J. Petrol., 25, 713-765, 1984.
- McKenzie, D., ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes, Earth Planet. Sci. Lett., 72, 149-157, 1985.
- McKenzie, D. and R.K. O'Nions, Mantle reservoirs and ocean island basalts, Nature, 301, 229-231, 1983.
- Mertz, D.F., C.W. Devey, W. Todt, P. Stoffers and A.W. Hofmann, Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-aesthenosphere mixing north of Iceland, Earth Planet. Sci. Lett., 108, ?-?, 1992.
- Morgan, W.J., Convection plumes in the lower mantle, Nature, 230, 42-43, 1971.
- Morgan, W.J., Rodriguez; Darwin; Amsterdam, A second type of hotspot island, J. Geophys. Res., 83, 5355-5360, 1978.

- Newsom, H.E., W.M. White, K.P. Jochum and A.W. Hofmann, Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 299-313, 1986.
- Newsom, H.E. and S.R. Taylor, Geochemical implications of the formation of the Moon by a single giant impact, *Nature*, 338, 29-34, 1989.
- O'Hara, M.J., Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland, *Nature*, 243, 507-508, 1973.
- O'Hara, M.J., Is there an Icelandic mantle plume?, *Nature*, 253, 708-710, 1975.
- O'Hara, M.J., Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber, *Nature*, 266, 503-507, 1977.
- O'Nions, R.K. and R.J. Pankhurst, Secular variation in the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 13-21, 1973.
- O'Nions, R.K. and R.J. Pankhurst, Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the Mid-Atlantic, *J. Petrol.*, 15, 603-634, 1974.
- O'Nions, R.K., P.J. Hamilton and N.M. Evensen, Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 13-22, 1977.
- O'Nions, R.K., N.M. Evensen and P.J. Hamilton, Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth, *J. Geophys. Res.*, 84, 6091-6101, 1979.
- Olson, P. and H. Singer, Creeping plumes, *J. Fluid. Mech.*, 158, 511-531, 1985.
- Olson, P., G. Schubert and C. Anderson, Plume formation in the D" layer and the roughness of the core-mantle boundary, *Nature*, 327, 409-413, 1987.

- Olson, P., P.G. Silver and R.W. Carlson, The large-scale structure of convection in the Earth's mantle, *Nature*, 344, 209-215, 1990.
- Papanastassiou, D.A. and G.J. Wasserburg, Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 361-376, 1969.
- Patterson, C., Age of meteorites and the Earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 230-237, 1956.
- Poreda, R., J-G. Schilling and H. Craig, Helium and hydrogen isotopes in ocean-ridge basalts north and south of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 1-17, 1986.
- Reynolds, R.T. and A.L. Summers, Calculations on the composition of the terrestrial planets, *J. Geophys. Res.*, 74, 2494-2511, 1969.
- Richard, P., N. Shimizu and C.J. Allègre, $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: An application to oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 269-278, 1976.
- Richards, M.A., B.H. Hager and N.H. Sleep, Dynamically supported geoid highs over hotspots: Observation and theory, *J. Geophys. Res.*, 93, 7690-7708, 1988.
- Richards, M.A. and R.W. Griffiths, Thermal entrainment by deflected mantle plumes, *Nature*, 342, 900-902, 1989.
- Richter, F.M. and B. Parsons, On the interaction of two scales of convection in the mantle, *J. Geophys. Res.*, 80, 2529-2541, 1975.
- Richter, F.M. and N.M. Ribe, On the importance of advection in determining the local isotopic composition of the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 212-222, 1979.
- Ringwood, A.E., Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2083-2110, 1991.

- Ringwood, A.E. and T. Irifune, Nature of the 650-km seismic discontinuity: Implications for mantle dynamics and differentiation, *Nature*, 331, 131-136, 1988.
- Roche, M., ed., *Comptes Rendus De l'Académie Des Sciences*, XCIII, No. 8, 369, 1881.
- Salter, V.J.M. and S.R. Hart, The Hafnium Paradox and the role of garnet in the source of mid-ocean ridge basalts, *Nature*, 342, 420-422, 1989.
- Schilling, J-G., Red Sea floor origin: Rare earth evidence, *Science*, 165, 1357-1360, 1969.
- Schilling, J-G., Sea-floor evolution: Rare earth evidence, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 268, 663-706, 1971.
- Schilling, J-G., Rare earths in basalts, In: R.W. Fairbridge, ed., *Encyclopedia of Earth Sciences, Geochemistry and Environmental Sciences*, 4A, Reinhold, 1029-1039, 1972.
- Schilling, J-G., Iceland mantle plume, geochemical evidence along Reykjanes Ridge, *Nature*, 242, 565-571, 1973a.
- Schilling, J-G., Afar mantle plume: Rare earth evidence, *Nature Phys. Sci.*, 242, 2-5, 1973b.
- Schilling, J.G., Upper mantle heterogeneities and dynamics, *Nature*, 314, 62-67, 1985.
- Schilling, J-G., Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N, In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke, eds., *The Geology of North America*, M, The Western Atlantic Region, Boulder, CO, (Geol. Soc. Amer.), 137-153, 1986.
- Schilling, J-G., Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, 352, 397-403, 1991.
- Schilling, J-G. and J.W. Winchester, Rare earth fractionation and magmatic processes, In: S.K. Runcorn, ed., *Mantles of the Earth Terrestrial Planets*, Wiley, London, 267-283, 1967.

- Schilling, J-G., M.B. Bergeron and R. Evans, Halogens in the mantle beneath the North Atlantic, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 297, 147-178, 1980.
- Schilling, J-G., R.H. Kingsley and J.D. Devine, Galapagos hot spot - spreading center system 1. Spatial petrological and geochemical variation (83°W-101°W), *J. Geophys. Res.*, 87, 5593-5610, 1982.
- Schilling, J-G., P.S. Meyer and R.H. Kingsley, Evolution of the Iceland Hotspot, *Nature*, 296, 313-320, 1982.
- Schilling, J-G., M. Zajac, R. Evans, T. Johnston, W. White, J.D. Devine and R. Kingsley, Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, *Amer. Jour. Sci.*, 283, 510-586, 1983.
- Schilling, J-G., G. Thompson, R. Kingsley and S. Humphris, Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic, *Nature*, 313, 187-191, 1985.
- Schilling, J-G., B.B. Hanan and B. McCully, MAR volcanism from 3°S to 5°N: Pb isotope evidence, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 69, 1429, 1988.
- Schilling, J-G., D. Fontignie, B. McCully and B.B. Hanan, Hotspot influence along the equatorial MAR: Nd-Sr-Pb isotope evidence, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 70, 1350, 1989.
- Shaw, D.M., Trace element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243, 1970.
- Sigvaldason, G.E., S. Steinthorsson, N. Oskarsson and P. Imsland, Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverkfjoll hotspot, *Nature*, 251, 579-582, 1974.
- Skilbeck, J.N. and J.A. Whitehead Jr., Formation of discrete islands in linear island chains, *Nature*, 272, 499-501, 1978.
- Sleep, N.H., Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities, an alternative to mantle plumes, *J. Geophys. Res.*, 89, 10,029-10,041, 1984.

- Sleep, N.H., Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology, *J. Geophys. Res.*, 95, 6715-6736, 1990.
- Staudigel, H., A. Zindler, S.R. Hart, T. Leslie, C-Y. Chen and D. Clague, The isotope systematics of a juvenile intraplate volcano: Pb, Nd, and Sr isotope ratios of basalts from Loihi Seamount, Hawaii, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 13-29, 1984.
- Stein, S., H.J. Melosh and J.B. Minster, Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 51-62, 1977.
- Stern, R.J., Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: Regional variations and implications for magmagenesis, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 477-486, 1982.
- Sun, S-S., Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 297, 409-445, 1980.
- Sun, S-S., M. Tatsumoto and J-G. Schilling, Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis: Lead isotopic evidence, *Science*, 190, 143-147, 1975.
- Tatsumoto, M., Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaii, Iwo Jima, and Japan, *J. Geophys. Res.*, 71, 1721-1733, 1966.
- Tatsumoto, M., Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 63-87, 1978.
- Tatsumoto, M., C.E. Hedge and A.E.J. Engel, Potassium, Rubidium, Strontium, Thorium, Uranium, and the ratio of Strontium-87 to Strontium-86 in oceanic tholeiitic basalts, *Science*, 150, 886-888, 1965.
- Tatsumoto, M., R.J. Knight and C.J. Allègre, Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206, *Science*, 180, 1279-1283, 1973.
- Tatsuoka, M.M., *Multivariate analysis: Techniques for educational and psychological research*, Wiley, New York, 310 p., 1971.

- Turcotte, D.L. and E.R. Oxburgh, Finite amplitude convection cells and continental drift, *J. Fluid Mech.*, 28, 29-42, 1967.
- Turcotte, D.L. and L.H. Kellogg, Isotopic modeling of the evolution of the mantle and crust, *Rev. Geophys.*, 24, 311-328, 1986.
- Urey, H.C., The origin of the Earth, *Sci. Amer.*, 187, 53-58, 1952.
- Urey, H.C., The cosmic abundances of potassium, uranium and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon and Mars, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.*, 42, 889-891, 1956.
- Verma, S.P., J-G. Schilling and D.G. Waggoner, Neodymium isotopic evidence for Galapagos hotspot-spreading centre system evolution, *Nature*, 306, 654-657, 1983.
- Vidal, P., C. Chauvel and R. Brousse, Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia, *Nature*, 307, 536-538, 1984.
- Vidal, P., C. Deniel, P.G. Vellutini, P. Pigué, C. Coulon, J. Vincent and J. Audin, Changes of mantle sources in the course of a rift evolution: The Afar case, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1913-1916, 1991.
- Vogt, P.R., Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, 153-160, 1971.
- Walker, R.J. and J.W. Morgan, Rhenium-Osmium isotope systematics of carbonaceous chondrites, *Science*, 243, 519-522, 1989.
- Washington, H.S., The chemical composition of the Earth, *Amer. J. Sci.*, 9, 351-?, 1925.
- Wasserburg, G.J., G.J.F. MacDonald, F. Hoyle and W.A. Fowler, Relative contributions of uranium, thorium, and potassium to heat production in the Earth, *Science*, 143, 465-467, 1964.

- Wasserburg, G.J., D.A. Papanatassiou, E.V. Nienow and C.A. Bauman, A programmable magnetic field mass spectrometer with on-line data processing, *Rev. Sci. Instrum.*, 40, 288-295, 1969.
- Weaver, B.L., The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 204, 381-397, 1991.
- White, R. and D. McKenzie, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729, 1989.
- White, W.M., Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence, *Geology*, 13, 115-118, 1985.
- White, W.M. and J-G. Schilling, The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the Central North Atlantic, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42, 1501-1516, 1978.
- White, W.M., A.W. Hofmann and H. Puchelt, Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts, *J. Geophys. Res.*, 92, 4881-4893, 1987.
- Wilson, J.T., A possible origin of the Hawaiian Islands, *Canad. J. Phys.*, 41, 863-870, 1963a.
- Wilson, J.T., Evidence from islands on the spreading of ocean floors, *Nature*, 197, 536-538, 1963b.
- Wilson, J.T., Hypothesis of Earth's behaviour, *Nature*, 198, 925-929, 1963c.
- Wilson, J.T., Continental drift, *Sci. Amer.*, 208, 86-100, 1963d.
- Wilson, J.T., Submarine fracture zones, aseismic ridges and the international council of scientific unions line: Proposed western margin of the east Pacific ridge, *Nature*, 207, 907-911, 1965.

- Zartman, R.E. and S.M. Haines, The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs: A case for bi-directional transport, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1327-1339, 1988.
- Zindler, A., E. Jagoutz and S. Goldstein, Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective, *Nature*, 298, 519-523, 1982.
- Zindler, A., H. Staudigel, S.R. Hart, R. Endres and S. Goldstein, Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex, *Nature*, 304, 226-230, 1983.
- Zindler, A. and S. Hart, Chemical geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571, 1986.
- Zhang, Y. and T. Tanimoto, Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps, *Nature*, 355, 45-49, 1992.

**Isotopes radiogéniques
traceurs et chronomètres
des minéralisations**

par

Joël LANCELOT

Université MONTPELLIER II

Peu après la découverte de la radioactivité naturelle (Becquerel, 1896), l'importance des applications aux géosciences du phénomène de désintégration de l'uranium en plomb a été pressentie par Boltwood dès 1907 et s'est concrétisée 30 ans plus tard avec la découverte des isotopes et les premières analyses de compositions isotopiques du plomb (Aston, 1927 ; Nier, 1938 ; Nier et al., 1941). Ces données ont initialisé le développement des recherches sur les systèmes U-Th-Pb et Pb-Pb utilisables à la fois comme chronomètres et comme traceurs de la formation et de l'évolution dans le temps des "objets géologiques" à toutes les échelles (roches, minéraux, gisements métalliques, eaux, atmosphère, croûte continentale, croûte océanique, manteau, Terre, Lune, météorites, etc...).

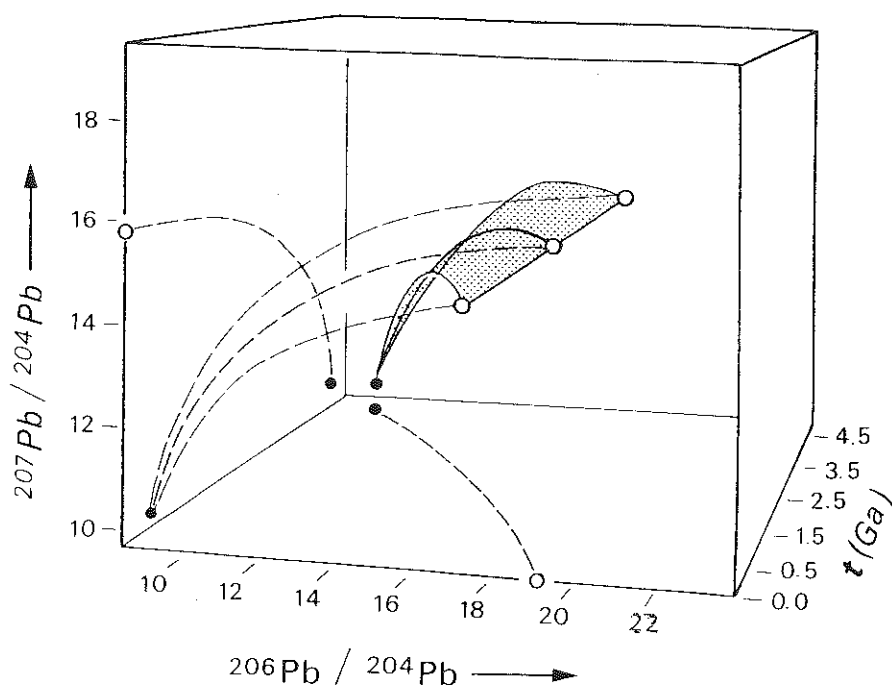


Fig. 1 : Représentation 3D d'après Patterson (1963) de la croissance simultanée en fonction du temps (exprimé en Ga) de ^{206}Pb et ^{207}Pb par désintégration radioactive naturelle, respectivement de ^{238}U et ^{235}U . Les variations de ^{206}Pb et ^{207}Pb sont rapportées au seul isotope non radiogénique du plomb, ^{204}Pb . La projection dans le plan $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ fournit des courbes d'évolution en système clos du plomb dans des milieux différenciés au même temps t_0 . La croissance de ces courbes dans le temps dépend de la richesse relative du milieu en uranium par rapport au plomb, définie par la valeur actuelle du rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ appelé μ .

Depuis les travaux de ces pionniers, de nombreuses mesures isotopiques du plomb ont été réalisées sur des galènes. Reportées dans un diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, les premières de ces données ont conduit Holmes (1946) et Houtermans (1946) à proposer un modèle d'évolution des compositions isotopiques du plomb en systèmes U-Pb clos (Fig. 1, 2 et 3), correspondant à des milieux différenciés, dès la formation de la Terre et évoluant sans perte, ni gain, en isotopes d'uranium et de plomb, autres que ceux dûs à la radioactivité naturelle. L'équation décrivant l'évolution du rapport $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ en fonction du temps t s'écrit :

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{act}} (e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t_1})$$

où t_0 est l'âge de la Terre, t_1 un âge inférieur à t_0 ($t_{\text{actuel}} = 0$), $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0}$ le rapport initial de la Terre, λ_8 la constante de désintégration de ^{238}U , $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{act}}$ la valeur actuelle de ce rapport appelé μ . L'équation d'évolution du rapport $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ est similaire ; elle s'exprime aussi en fonction de μ , le rapport actuel $(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})$ étant constant et égal à 137.88, sauf pour le réacteur naturel d'Oklo au Gabon (Lancelot et al., 1975).

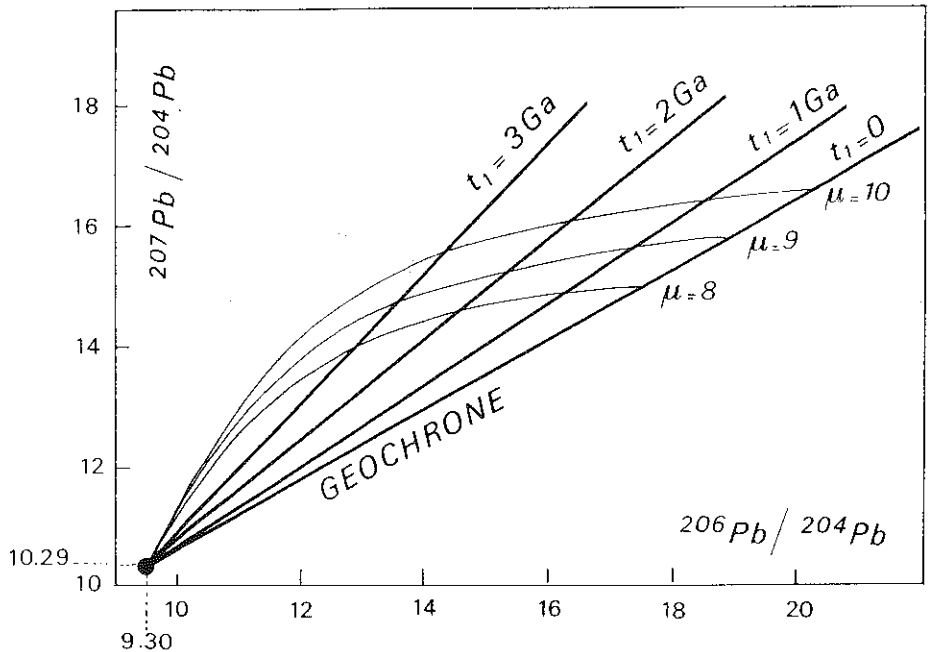


Fig. 2 : Evolution des rapports isotopiques du plomb en système clos, reportée dans un diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$. Sont figurées : les isochrones primaires pour différentes valeurs de t_1 (3, 2 et 1 Ga), la géochrone ($t_1 = 0$) et les courbes d'évolution pour des valeurs de μ de 8, 9 et 10. La composition isotopique initiale en plomb est celle de la troïlite Canyon Diablo.

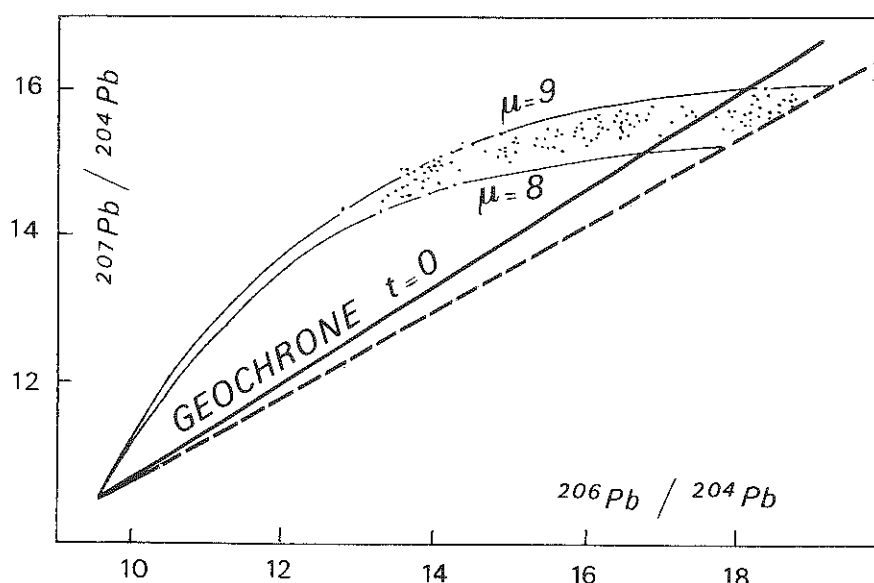


Fig. 3 : Variations isotopiques du plomb des galènes ; à l'échelle mondiale, l'ensemble des points expérimentaux correspondant à des galènes de tous les âges, est compris entre les courbes de μ égal à 8 et 9. Des plombs de galène sont aussi localisés à droite de la géochrone, selon un modèle d'évolution en système clos, leurs âges modèles se placeraient dans l'avenir.

Le modèle d'évolution du plomb en système clos, définit dans le diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ des courbes d'évolution, chaque courbe étant caractérisée par une valeur de μ . Au même temps t_1 , les valeurs du plomb des milieux évoluant en système clos se placent sur une droite isochrone de pente

$$\alpha = (1/137.88) [(e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t_1}) / (e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_5 t_1})]$$

L'isochrone au temps actuel ($t_1 = 0$) est appelée géochrone (Fig. 2).

La composition isotopique initiale en plomb de la Terre est assimilée à celle de la troïlite (FeS) de la météorite Canyon Diablo (Tatsumoto et al., 1973), soit :

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 9.307 \pm 0.006$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 10.294 \pm 0.006$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 29.476 \pm 0.019$$

L'âge t_0 de la Terre est pris égal à 4.555 ± 0.014 Ga d'après Manhès (1982).

Depuis sa cristallisation, une galène (PbS), dépourvue d'uranium présente une composition isotopique en plomb figée, sans addition de plomb radiogénique au cours du temps ; on parle alors de composition isotopique "gelée". Cette composition correspond à celle de la source de la minéralisation à l'époque de formation du gisement ou de l'indice, l'âge du dépôt minéralisé n'étant pas nécessairement identique à celui de son encaissant. D'autres sulfures comme la pyrite ou la blende présentent un comportement similaire du point de vue des isotopes du plomb. Les données isotopiques obtenues sur le plomb des galènes se placent en général entre 2 courbes d'évolution en système clos de μ respectifs 8 et 9 (Fig. 3).

En 1959, Stanton et Russell proposent la notion de gisements à plomb conforme, c'est-à-dire se plaçant sur la même courbe d'évolution de μ égal à 9.08 (Fig. 4), pour des âges conformes avec celui de leur encaissant. Le plomb de tel gisement aurait pour source un manteau supérieur évoluant en système clos homogène à grande échelle en uranium, thorium et plomb (Russell et Farquhar, 1960).

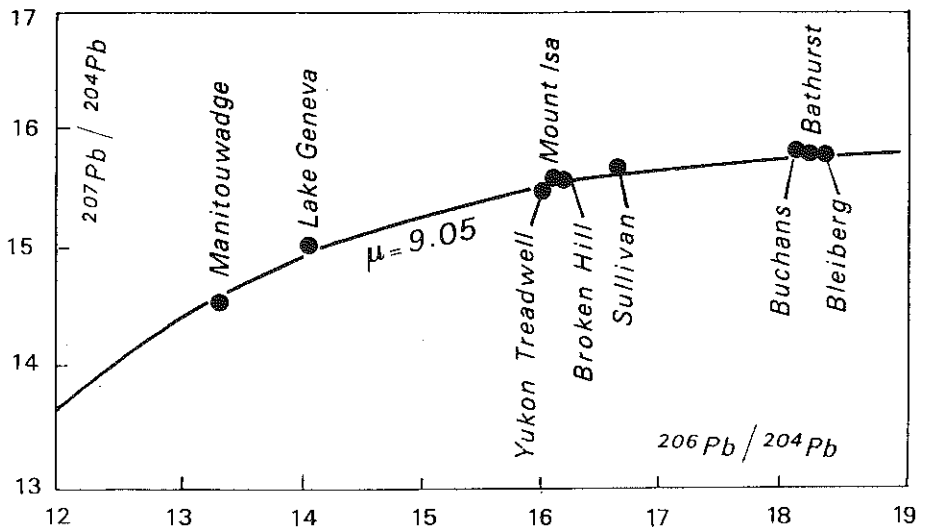


Fig. 4 : Courbe d'évolution des plombs de gisements "conformes" d'après Russell et Farquhar (1960). Suivant les auteurs, les mêmes gisements se verront attribuer ou non l'appellation de "gisements conformes" (cf. la fig. 5 publiée en 1968). La galène de la mine de Bleiberg (Autriche) sera même choisie ultérieurement comme type de plomb non conforme (anomalie B) présentant une composition isotopique moins radiogénique que celle d'un plomb de gisement conforme de même âge.

Pendant plus d'une dizaine d'années (voir par exemple Kanasevich, 1968 ; York et Farquhar, 1972), cette notion de plomb conforme sera développée, associée à l'investigation des gisements polymétalliques sulfurés exhalatifs sous marins dans un environnement d'arcs insulaires (Fig. 5). Elle tombera en désuétude lorsque se développeront, à partir de 1968-1970, les études systématiques des compositions isotopiques en plomb des basaltes océaniques et des séries calcoalcalines des arcs d'îles démontrant l'ampleur des hétérogénéités actuelles du manteau (cf. la synthèse de G. Schilling dans ce volume).

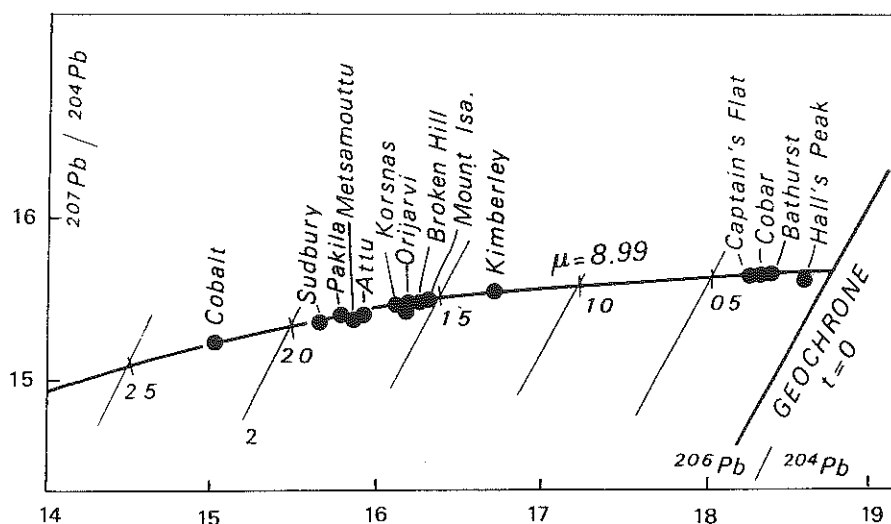


Fig. 5 : Courbe d'évolution des plombs de gisements "conformes" issus d'un manteau supérieur ayant évolué en système clos d'après Kanasevich (1968).

La notion de galène conforme dont le plomb dérive d'une source évoluant en système clos a introduit l'idée de la possibilité de dater les minéralisations à partir de leur seule composition isotopique en plomb. Cette idée est encore répandue actuellement ; il y est fait appel pour contourner le problème réel de la datation absolue des gisements métalliques sulfurés. Comme dans les modèles ultérieurs, développés en 1975 par Stacey et Kramers ou Cumming et Richards, la notion de gisements conformes (appelés même parfois abusivement gisements stratiformes) a introduit une confusion fréquente entre âge réel et âge modèle d'une minéralisation. Dédit de la composition isotopique de son plomb, l'âge modèle d'un sulfure peut varier suivant le modèle choisi et les valeurs des paramètres utilisés dans le modèle.

Les plombs de milieux très variés n'obéissent manifestement pas à une évolution en système clos (granitoïdes crustaux, basaltes tholéitiques et alcalins océaniques, magmatisme calcoalcalin de marges actives, gisements de Pb-Zn de type M.V.T.), en particulier certains se placent à droite de la géochrone (Fig. 3). Ceci amena des propositions de modèles d'évolution du plomb avec variation discontinue (Stacey et Kramers, 1975) ou continue (Cumming et Richards, 1975) de μ . Le modèle à deux stades de Stacey et Kramers est resté très populaire, ses isochrones et ses courbes d'évolution secondaires (Fig. 6) servent encore fréquemment de références dans le diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Incorporant des quantités notables de plomb et pas ou peu d'uranium lors de leur cristallisation, les feldspaths présentent aussi le plus souvent un plomb à évolution isotopique "gelée" correspondant à la composition initiale en plomb du magma granitique à partir duquel ils se sont formés. C'est pourquoi Stacey et Kramers (1975) ont proposé un modèle d'évolution à deux stades à partir

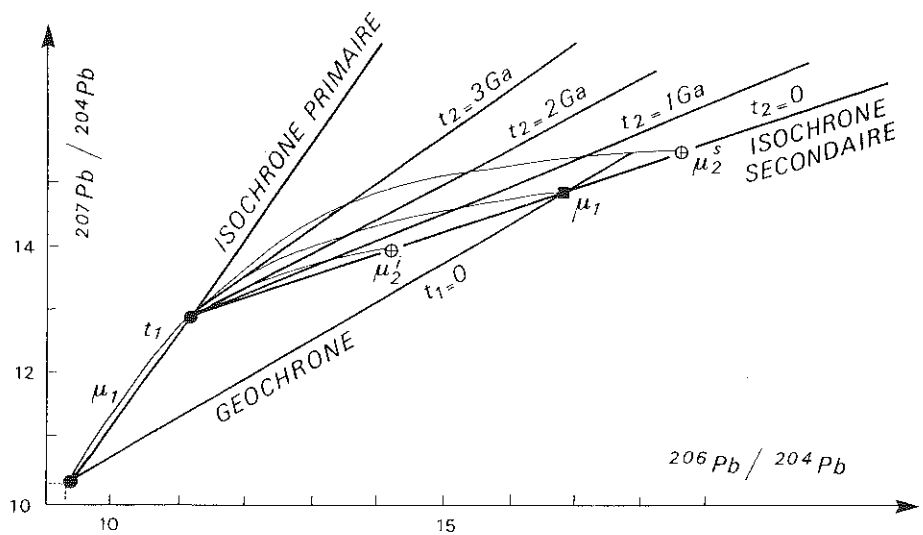


Fig. 6 : Evolution discontinue à 2 stades dans le diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). La différenciation au temps t_1 d'une partie d'un milieu homogène, caractérisé par μ_1 , fournit des plombs actuels enrichis ($\mu_2 > \mu_1$) ou appauvris ($\mu_2 < \mu_1$) en isotopes radiogéniques du plomb par rapport au milieu homogène ayant évolué en système clos. Dans le modèle de Stacey et Kramers (1975) $t_0 = 4.57 \text{ Ga}$, $t_1 = 3.7 \text{ Ga}$, $\mu_1 = 7.19$, $\mu_2 = 9.74$.

des données du plomb de 13 galènes et de 23 feldspaths d'âges variés et considérés comme bien contraints. La Terre y suit une évolution discontinue (Fig. 6) avec :

- un premier stade de 4.57 à 3.70 Ga correspondant à une Terre homogène, non différenciée de μ égal à 7.192
- un événement majeur de différenciation crustale à 3.70 Ga (t_1)
- un second stade caractérisant depuis 3.70 Ga, une croûte continentale de μ égal à 9.735.

L'équation décrivant la croissance du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans un tel modèle s'écrit :

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_2} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + \mu_1 (e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t_1}) + \mu_2 (e^{\lambda_8 t_1} - e^{\lambda_8 t_2})$$

où t_0 est l'âge de la Terre, t_1 l'âge de la différenciation, t_2 un âge compris entre t_1 et le temps actuel ($t_2 = 0$), μ_1 le rapport $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{act}}$ avant la différenciation, μ_2 le rapport $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{act}}$ après la différenciation (par exemple de la croûte continentale différenciée à t_1).

A partir des mêmes données que Stacey et Kramers, mais sans fixer initialement l'âge de la Terre, Cumming et Richards (1975) développèrent un modèle d'évolution des compositions isotopiques avec variation continue linéaire de μ au cours du temps (μ atteignant la valeur actuelle de 10.75). Un âge de la Terre de 4.509 Ga, recalculé selon ce modèle, est nettement trop jeune.

Acquises depuis 1975, les données de géochronologie et de géochimie isotopique sur les terrains archéens rendent ces modèles bien insuffisants. Ceux-ci ont eu aussi pour conséquence de faire perdurer l'idée des possibilités de datation des gisements sulfurés métalliques, en particulier de Pb-Zn, par les compositions isotopiques du plomb, c'est-à-dire en tentant d'attribuer une signification géologique à des âges modèles obtenus à l'aide de modèles mathématiques de plus en plus complexes.

En métallogénie, le constat du faible intérêt des compositions isotopiques du plomb à des fins purement chronologiques s'est développé dans les années 70, parallèlement à la prise de conscience de la richesse potentielle du traceur plomb, pour discuter l'origine d'une minéralisation ou les relations génétiques de divers gîtes entre eux et avec leur encaissant et pour contribuer à définir des critères de prospection minière. Plus récemment, la mise au point à la sonde ionique de mesures isotopiques du plomb, ponctuelles, in situ, (directement sur section polie, en choisissant le point d'analyse) à renforcer l'intérêt du traceur plomb, même si actuellement les cas d'application de cette méthode sont encore peu nombreux et restreints à l'analyse des galènes.

Dans les paragraphes suivants, des exemples sont donnés, illustrant la présentation historique précédente. Le choix de ces exemples a été guidé :

- pour les gisements M.V.T. des U.S.A., d'une part, par l'abondance des données isotopiques disponibles à toutes les échelles de la Province métallifère au cristal de galène et, d'autre part, par le problème posé par la datation absolue de ces célèbres minéralisations dont l'âge de dépôt est postérieur à celui de leur encaissant sédimentaire ;

- pour le gisement de Navan (Irlande) par le caractère monstrueux du tonnage et des teneurs (Tab. 1), qui en font l'exemple de cible Zn-Pb recherchée actuellement ; dans ce contexte, la comparaison des interprétations, des données isotopiques du plomb aux échelles du gisement et de la Province, était intéressante ;

D : District G : Gisement	Type	Tonnage en 10 ⁶ T	Teneurs	
			Zn %	Pb%
Pine Point (Canada) D	MVT	94.5	2.5	6.2
Cornwallis (Canada) D	MVT	24.1	4.2	13.8
Illinois Wisconsin (USA) D	MVT	100	0.5	5.0
Tri State (USA) D	MVT	500	0.6	2.3
Missouri (USA) D	MVT	420	6.0	1.0
Navan (Irlande) G	SEDEX ?	64	10.09	2.63

Tableau 1

- pour le gisement des Malines et de la Province métallifère cévenole, les données isotopiques du plomb ont contribué fortement à la discussion, voir au rejet de certains modèles géologiques antérieurs. Dans cette Province, où l'exploitation a cessé, l'éventualité de gîtes cachés, non affleurants n'est pas à exclure, et la connaissance des caractéristiques isotopiques du plomb de cette Province, avec ses conséquences génétiques, demeure un critère utilisable en prospection.

I - GISEMENTS M.V.T. DES U.S.A.

Les gisements de type M.V.T. (Mississippi Valley Type) se présentent en amas polymétalliques sulfurés de Pb, Zn et Fe. Barytine, fluorine, calcite et

dolomite sont souvent associées à ces gisements dont les tonnages et les teneurs constituent des cibles d'intérêt économique (Tab.1), objet de nombreuses études au cours des 20 dernières années. Les gisements M.V.T. de l'Est et du Centre des USA (Fig. 6) présentent des caractéristiques paragenétiques, structurales, isotopiques, sédimentologiques, etc... se résumant comme suit (Heyl et al., 1974 ; Cathles et Smith, 1983) :

- paragenèse minéralogique simple à galène, blende, barytine, calcite, dolomite, quartz cryptocristallin et fluorine plus abondante dans la partie Ouest de la Province.

- températures de formation inférieures à 200°C (fréquemment comprises entre 75 et 150°C) et présence de fluides correspondant à des saumures de bassins (eaux connées évoluées) dont la salinité dépasse 20% en poids équivalent de NaCl .

- amas non strictement stratiformes à encaissant d'âge paléozoïque, souvent carbonaté ; les discontinuités structurales contrôlent partiellement le minéral se présentant fréquemment en remplissage de fractures ouvertes.

- à proximité des zones minéralisées, l'encaissant carbonaté présentent une diminution des rapports ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) résultant d'échanges isotopiques eau-roche dans un halo d'altération. Hors de cet halo, les valeurs isotopiques de l'oxygène indiquent que l'encaissant des amas n'a pas été exposé à des gradients géothermiques anormalement élevés ;

- les rapports ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) indiquent une source crustale pour les sulfures et les sulfates des gites M V T. Une source des métaux dans la croûte continentale supérieure est démontrée par les compositions isotopiques du plomb (cf. ci-dessous).

La Province de gisements M.V.T. de l'Est des U.S.A. présente pour le plomb à la fois un enrichissement très caractéristique en isotopes radiogéniques et une grande variation des rapports isotopiques ($18 < (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) < 24.5$; $15.6 < (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) < 16.4$; $38 < (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) < 44$) (Heyl et al., 1974). Dans la Province, chaque grand district minéralisé se caractérise par un domaine particulier de variations isotopiques (Fig. 7 et 8). En ce sens, le district de l'Upper Mississippi Valley est le plus remarquable à la fois, par l'amplitude de ces variations et les valeurs absolues très radiogéniques atteintes par les rapports isotopiques du plomb. Ces faits soulignent l'influence d'une source aux systèmes U-Pb enrichis en uranium , c'est-à-dire des roches de la croûte continentale supérieure à hautes valeurs de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}_{\text{act}}$) constituées par des formations sédimentaires paléozoïques auxquelles peut s'ajouter localement le socle précambrien granitique sous-jacent.

Dans cette Province M.V.T., des minéralisations se rencontrent disséminées dans des shales paléozoïques ou dans des concrétions d'origine diagénétique ; elles présentent les compositions en plomb les moins radiogéniques (Fig. 7 et 8), reflétant la composition initiale du plomb de ces formations lors de leur dépôt, avant la désintégration radioactive in-situ de l'uranium et donc l'ajout de plomb radiogénique. Ces données confirment que les anomalies isotopiques de ces gisements M.V.T. peut provenir du plomb radiogénique formé dans les sédiments paléozoïques pendant l'intervalle de temps Δt séparant la diagenèse des sédiments de la circulation des saumures

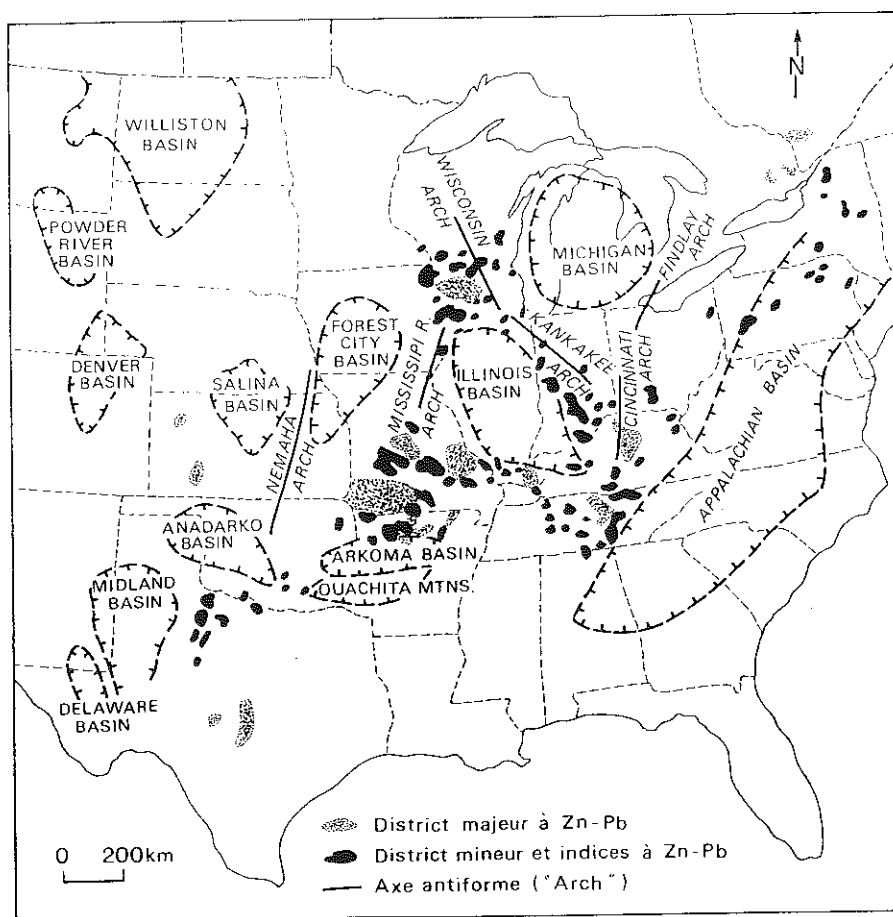


Fig. 7 : Répartition des grands districts à Pb-Zn (1) et des districts et indices mineurs (2), dans l'Est et le Centre des U.S.A., d'après Cathles et Smith (1983). Les amas M.V.T. sont préférentiellement distribués autour de grands bassins en particulier celui de l'Illinois.

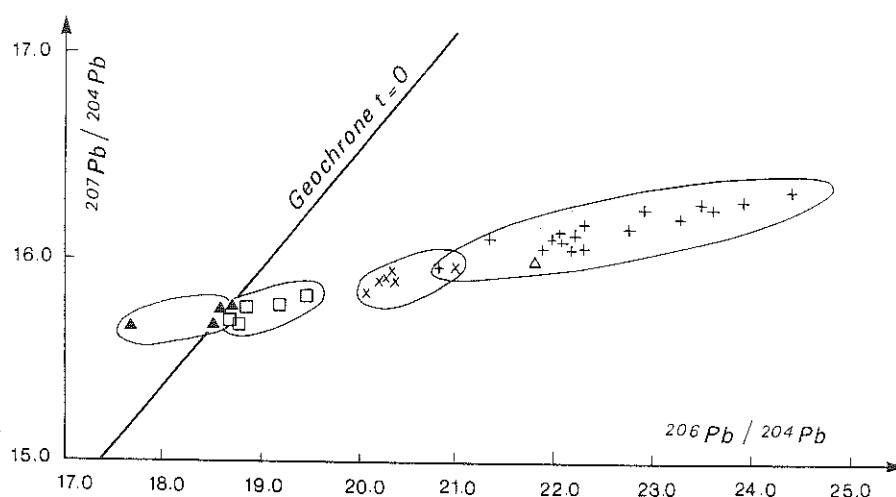


Fig. 8 : Diagramme d'évolution ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pour les grands districts minéralisés de la Province M.V.T. d'après Heyl et al. (1974). L'isochrone pour $t = 0$ (géochrone) donnée en référence correspond à des évolutions U-Pb en systèmes clos. Les symboles correspondent aux minéralisations des districts de "l'Upper Mississippi Valley" (+), de "l'Illinois-Kentucky" (x), du "Southeast Mississippi" (Δ), de "l'Appalachian Valley" (\square). Les minéralisations à caractères diagénétiques du district de la "Mississippi Valley" (\blacktriangle) présentent les compositions isotopiques les moins radiogéniques ; elles se sont formées au cours de la diagénèse des sédiments paléozoïques, au plus 160 à 80 Ma avant les minéralisations M.V.T. (voir texte).

minéralisées. Le problème de la datation absolue de ces minéralisations de type M.V.T. sera évoqué après l'examen des variations isotopiques de leur plomb à toutes les échelles.

A l'échelle d'un district tel que celui de l'Upper Mississippi Valley, les variations isotopiques du plomb ne sont pas aléatoires et définissent une remarquable zonalité (Heyl et al., 1974) interprétée comme traçant la migration vers le Nord-Est de fluides minéralisés dans des aquifères gréseux, à partir des bassins de Forest City et de l'Illinois (Fig. 9). Lors de cette migration, les saumures issues des sédiments de ces deux bassins ont été contaminées par du plomb radiogénique produit in-situ dans les grès depuis leur formation et pro parte dans le socle précambrien sous-jacent. Ces phénomènes de mélange ont été matérialisés par la composition isotopique des

gisements traçant le cheminement des fluides (lignes "isoplombs" de la Fig. 10) et leur évolution marquée par les rapports ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) passant progressivement de 21 à 24 en une centaine de kilomètres.

L'amplitude de ces variations isotopiques causées par des mélanges en phase fluide et à basse température peut se retrouver à l'échelle d'une mine, avec là encore une zonalité reflétant plus, dans ce cas, une évolution des fluides dans le temps (Fig. 10). Ainsi dans la Buick Mine (SE Missouri) à deux générations successives de galènes, l'une précoce octaédrique et l'autre tardive cubique correspond une évolution des compositions isotopiques du plomb vers un pôle de plus en plus radiogénique et, ce, y compris pendant la cristallisation de chaque génération (Brown, 1967 ; Sverjensky et al., 1979).

D'autres études réalisées comme les précédentes par spectrométrie de masse ont porté sur des échantillons prélevés au coeur et à la périphérie d'un

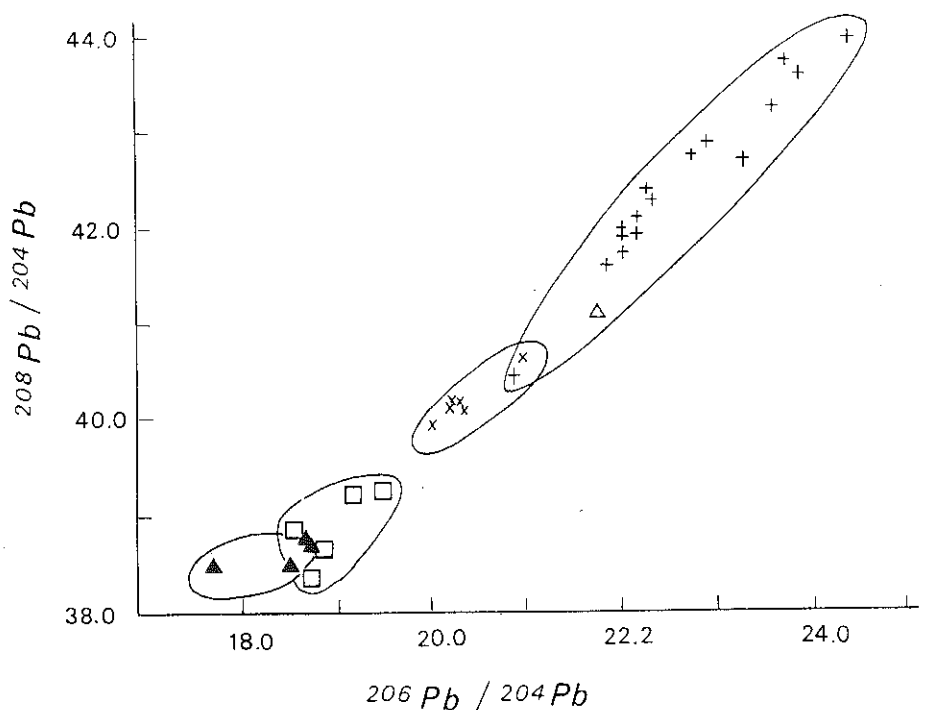
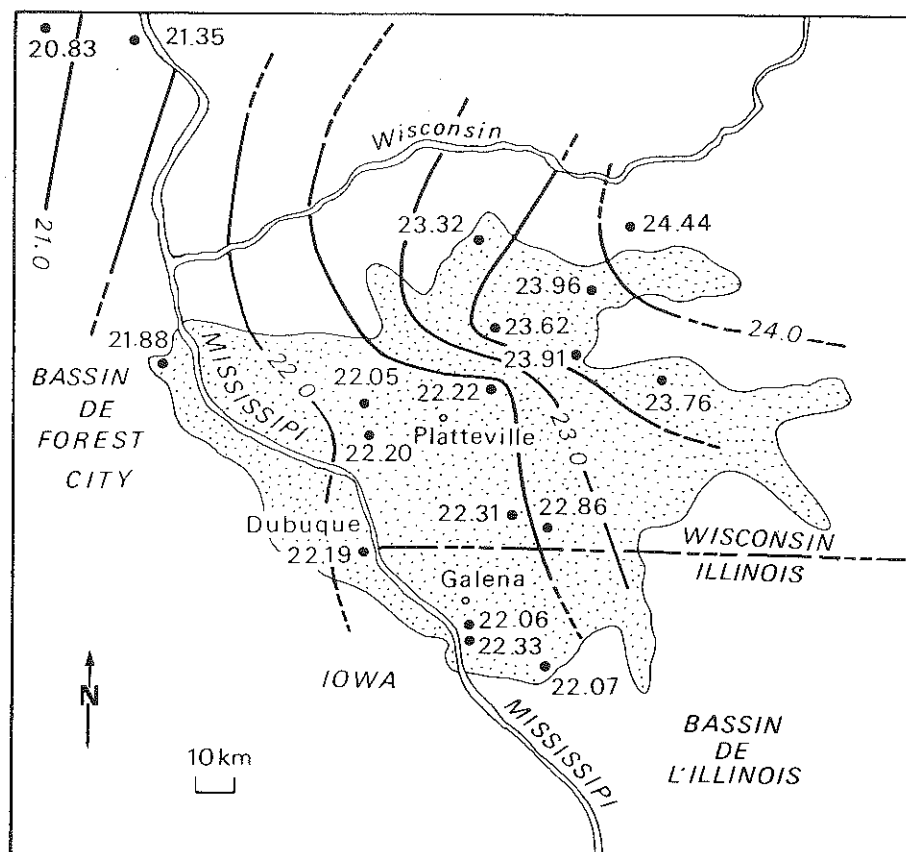


Fig. 9 : Diagramme d'évolution ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pour les grands districts minéralisés de la Province M.V.T. des U.S.A. d'après Heyl et al. (1974). Même symboles que dans la figure 8.

Fig. 10 : Distribution des rapports ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) dans le district de "l'Upper Mississippi Valley" (en pointillé) d'après Heyl et al. (1974). Les lignes d'égales valeurs isotopiques (lignes "isoplombs" d'espacement 0.5) sont indiquées en gras. Les cercles pleins correspondent à la localisation des échantillons de minerai analysés, la valeur de leur rapport ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) est indiquée.



même cristal de galène. Ces analyses ont mis en évidence des évolutions isotopiques dans le temps des fluides minéralisés à l'origine du cristal ; celles-ci sont similaires à celles observées dans la Buick Mine (Fig. 10). Des évolutions inverses, marquées par un appauvrissement en isotopes radiogéniques à l'échelle du cristal ou d'une mine s'observent aussi dans ces gites M.V.T.; toutes ces évolutions ne font que refléter les variations de composition de fluides se mélangeant en diverses proportions dans le temps.

La zonalité des variations isotopiques en plomb caractérisant les gisements M.V.T. de l'Est des U S A a été enfin aussi reconnue en procédant, à l'aide

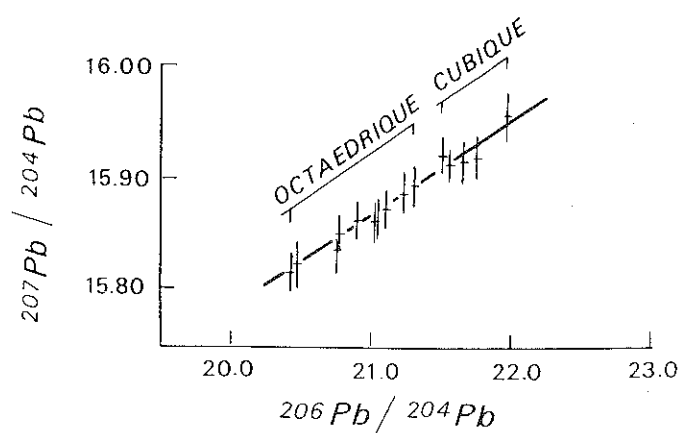
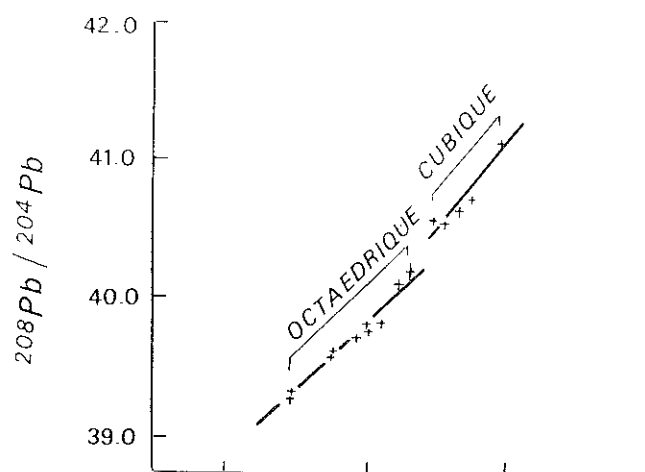
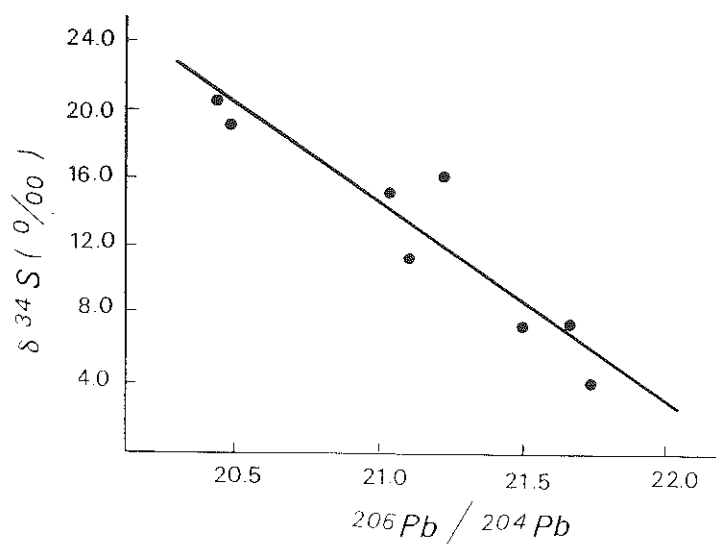
d'une sonde ionique, à des mesures directes, ponctuelles, in-situ des rapports isotopiques du plomb, sur des sections polies de galènes provenant de ces gîtes (Brévard et al., 1978 ; Hart et al., 1981 ; Deloule et al., 1986). La précision analytique est du même ordre de grandeur que celle obtenue par spectrométrie à thermoionisation ; le diamètre de la zone analysée étant de quelques dizaines de microns ceci permet pour les échantillons très hétérogènes de s'affranchir du mélange, inhérent au prélèvement dans le cristal et au dépôt du Pb précédant l'analyse au spectromètre de masse.

Hart et al. (1981) ont ainsi réalisé 134 points d'analyse du plomb sur un cristal de galène de la Buick Mine et retrouvé, dans la structure interne du cristal, une évolution isotopique du plomb comparable à celles observées à l'échelle d'une mine ou d'un district.

Ainsi, les rapports isotopiques ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) augmentent, dans ce cas, de 3% au cours de la croissance du cristal. L'enrichissement en plomb radiogénique se représente comme pour le district par des courbes "isoplombs", ici de forme concentrique (Fig. 11). L'accélération des variations des rapports ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) dans la partie la plus externe du cristal est due soit à un taux de croissance cristalline variable dans le temps pour un mélange à deux composants à évolution régulière ou l'inverse, c'est-à-dire un taux de croissance constant du cristal avec un changement dans les proportions de mélange des fluides minéralisés, le composant le plus radiogénique devenant prépondérant.

Des analyses isotopiques couplées du soufre et du plomb ont été aussi réalisées à la sonde ionique sur plusieurs cristaux de galènes provenant des gisements M.V.T., de la Buick Mine (S.E. Missouri) et de la Picher Mine (Tri State). Ils démontrent l'existence de variations fines, irrégulières et oscillatoires des $\delta^{34}\text{S}$; parfois des changements majeurs s'observent simultanément pour les compositions isotopiques du soufre et du plomb. Pour

Fig. 11a : Diagrammes ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pour les 2 générations de galènes (la première octaédrique, la seconde cubique) de la Buick Mine (S.E. Missouri) d'après Sverjensky et al. (1979). L'évolution dans le temps des fluides minéralisés s'observe à l'échelle de la mine. Dans ce diagramme ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), une évolution plus complexe qu'un simple mélange binaire de fluides est mise en évidence, les sources des 3 solutions impliquées dans le mélange présentant de rapports Th/U différents.



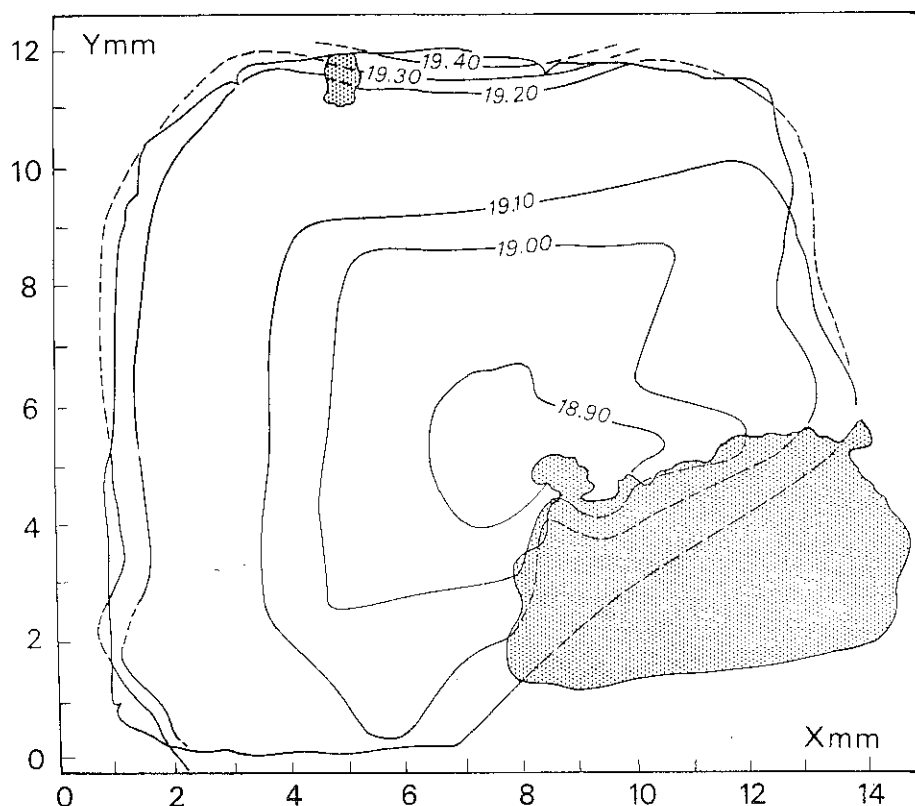


Fig. 11b : Zonation isotopique du plomb dans un cristal de galène de la Buick Mine (S.E. Missouri) d'après Hart et al. (1981). Les lignes d'égal rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (lignes "isoplombs" d'espacement 0.1) ont été définies à partir des 134 points d'analyse de ce cristal à la sonde ionique.

expliquer ces variations du soufre, des fractionnements isotopiques fonction de la température ou dus à des effets de bilan (distillation de Rayleigh) ont été discutés et exclus par Sverjensky (1981) et Deloule et al. (1986). Comme pour le plomb, l'évolution isotopique du soufre, trace des modifications au cours du temps, dans l'origine et la composition des fluides se mélangeant.

En conclusion les analyses par spectrométrie de masse et par sonde ionique des compositions en plomb des galènes des gîtes M.V.T. de l'Est des U.S.A. ont permis de tracer avec précision la source des métaux et la circulation des fluides et leurs mélanges à toutes les échelles (cristal, mine, district). Elles ont fortement contribué à l'élaboration d'un modèle cohérent de genèse de ces gîtes par expulsion des fluides des formations sédimentaires

paléozoïques après la diagenèse, migrations latérales de ces saumures dans des roches poreuses et perméables pour former de vastes systèmes de circulations hydrothermales de basse température de la dimension d'un district minéralisé (Fig. 9); ces migrations s'accompagnent de mélanges entre plusieurs fluides avant, mais aussi au cours du dépôt des minéralisations. Certains districts montrent des évidences géologiques qu'une partie de ces fluides hydrothermaux a circulé dans le socle précambrien sous-jacent aux sédiments paléozoïques. Notons cependant, qu'il a manqué assez fréquemment aux travaux utilisant le traçeur isotopique Pb, la comparaison avec les compositions isotopiques de l'encaissant, l'emploi systématique de la sonde ionique et la datation absolue de la formation des gisements permettant la définition rigoureuse de l'intervalle de temps Δt séparant le dépôt ou la diagenèse des sédiments, de celui des amas M.V.T.. Cette indétermination n'est pas encore complètement levée en raison de la difficulté de dater ce type de gisements, via les minéraux, soit du minerai *sensus stricto*, soit de la zone d'altération environnante.

Les minéraux des amas M.V.T. (sulfures, carbonates, sulfates) se prêtent en effet assez mal aux méthodes de datation faisant appel à l'analyse de plusieurs échantillons (hétérogénéité isotopique initiale de $(F/F^*)_0$, faibles variations de P/F, faibles abondances de P)*. Cependant des datations par la méthode Rb-Sr ont été tentées en utilisant certains sulfures à inclusions solides (feldspath) ou fluides assez riches en Rb. Ainsi, Nakaï et al. (1990) proposent un âge de 377 ± 29 Ma (Fig. 12) pour des blends de la Coy Mine (Est Tennessee), l'amas M.V.T. étant localisé dans des terrains carbonatés de l'Ordovicien inférieur. Une autre approche consiste à dater les minéraux authigènes (feldspaths, illite) formés dans l'encaissant des minéralisations M.V.T. lors de son altération par les fluides ou des minéraux formés lors du dépôt des sédiments (glauconie) et recristallisés lors de l'événement hydrothermal. Ainsi l'âge de 392 ± 21 Ma obtenu par Lange et al. (1983) par la méthode de Rb-Sr sur les inclusions fluides des galènes de la Bushy Creek Mine (Viburnum Trend, SE Missouri) est en bon accord avec l'âge à 393 ± 6 Ma obtenu de même en Rb-Sr sur les glauconies de l'encaissant sédimentaire de ces galènes (Clauer et Chaudhuri, 1992). Ces auteurs soulignent l'importance de l'événement hydrothermal à 380-390 Ma dans l'Est des U.S.A., auquel pourrait être associée la formation des gîtes M.V.T. américains. Par rapport à l'âge de dépôt de l'encaissant de ces gîtes, l'intervalle Δt séparant le dépôt des sédiments de celui des gîtes serait donc de l'ordre de 160 à 80 Ma.

* (P) isotope père radioactif ; (F) isotope fils radiogénique ;

(F) isotope stable de référence du même élément que F

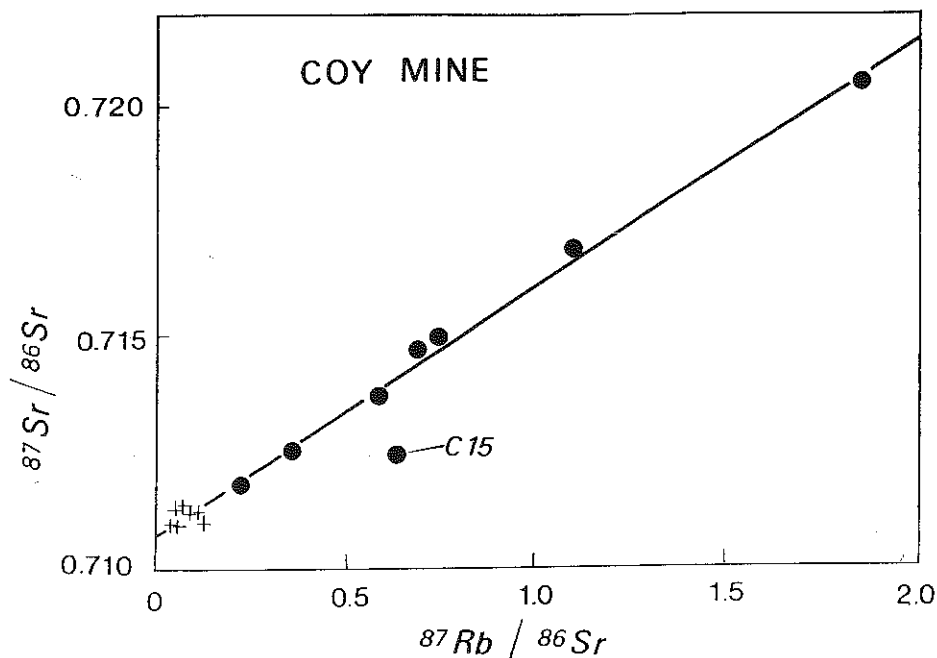


Fig. 12 : Diagramme isochrone Rb-Sr pour les blendes de la Coy Mine (Est Tennessee) d'après Nakaï et al. (1990). La pente de l'isochrone fournit un âge de $377 \pm 72\text{Ma}$, bien distinct de celui du dépôt de l'encaissant carbonaté (Ordovicien inférieur) de la minéralisation M.V.T. Le point expérimental correspondant à l'échantillon C15, une blende déformée, n'a pas été pris en compte lors du calcul de l'isochrone ; (+) composant lessivé (inclusions fluides) (●) composant résiduel (blende et inclusions de feldspath ?).

Dans le cas de certains gisements d'uranium, la comparaison est beaucoup plus aisée des âges Rb-Sr, K-Ar et/ou Ar-Ar obtenus sur les minéraux d'altération hydrothermale de l'encaissant de la minéralisation et les âges U-Pb obtenus sur minéraux uranifères par spectrométrie de masse ou sonde ionique. Des exemples seront donnés dans les paragraphes suivants traitant de la géochronologie des gisements d'uranium. Enfin les développements récents de la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ associant chauffage par paliers et analyse ponctuelle par tir laser doivent être mentionnés car ils constituent un outil potentiel bien adapté dans un futur proche à la datation des inclusions fluides ou solides dans les sulfures (Walgenwitz et al., 1990).

II - LE GISEMENT DE NAVAN (IRLANDE)

Dans les calcaires du Carbonifère inférieur d'Irlande, sont localisés de nombreux gisements de Zn-Pb (Fig. 13) ; parmi ceux-ci, Navan, par son tonnage et ses teneurs (Tab. 1) constitue un des plus grands gisements actuellement exploité (Fig. 14). Il se présente sous forme de cinq lentilles minéralisées, superposées, stratiformes (numérotées de 1 à 5, Fig. 15). Considérés comme synsédimentaires à diagénétiques précoces, ces amas ont pour encaissant des calcaires bioclastiques et oolithiques du Tournaisien, recouvrant en discordance des shales d'âge paléozoïque inférieur et des formations volcaniques ordoviciennes. Les données géophysiques indiquent la présence d'un socle métamorphique à 7 km de profondeur à l'aplomb du gisement. Les compositions isotopiques du plomb ont été étudiées à l'échelle à la fois du gisement de Navan par Mills et al. (1987) et de la Province à Zn-Pb d'Irlande par Le Huray et al. (1987).

Les variations des compositions isotopiques en Pb de galènes prélevées dans tous les amas de Navan, de la lentille 5 la plus profonde à la lentille 1 la plus récente (Fig. 16), sont expliquées par Mills et al. (1987) par la persistance au cours de la formation de ce gisement d'un composant à signature radiogénique ($(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) \approx 18.15-18.20$) auquel viendrait s'ajouter au moins un composant nettement moins radiogénique, responsable de l'étalement progressif des valeurs isotopiques suivant la chronologie relative de dépôt des amas. Les effets de ce mélange binaire s'observent le mieux dans la lentille 1 la plus récente, où les minéralisations de Zn-Pb synchrones, présentent une hétérogénéité isotopique tout à fait remarquable ($17.55 \leq (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) \leq 18.20$) à l'échelle des échantillons de galènes analysés par spectrométrie de masse.

L'étude de Le Huray et al. (1987) concerne les compositions isotopiques du Pb et du S de l'ensemble des gisements d'Irlande stratiformes, au sens géométrique du terme, encaissés dans les calcaires du Carbonifère inférieur. Les barytines y présentent un $\delta^{34}\text{S}$ de 19 ‰ en accord avec une source des sulfates dans l'eau de mer du Carbonifère inférieur. Le soufre des sulfures présente systématiquement des $\delta^{34}\text{S}$ plus faibles, souvent négatifs, enrichis en ^{32}S , suggérant des conditions particulières de dépôt (sources locales, réduction bactérienne). Les minéralisations de Navan et de Silvermines sont reconnues comme pénecontemporaines d'une sédimentation en zone subsidente, accompagnée de fracturation. Pour Navan, la présentation des données sous forme de moyenne

$$((^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 18.226 \pm 0.023, (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 15.582 \pm 0.021)$$

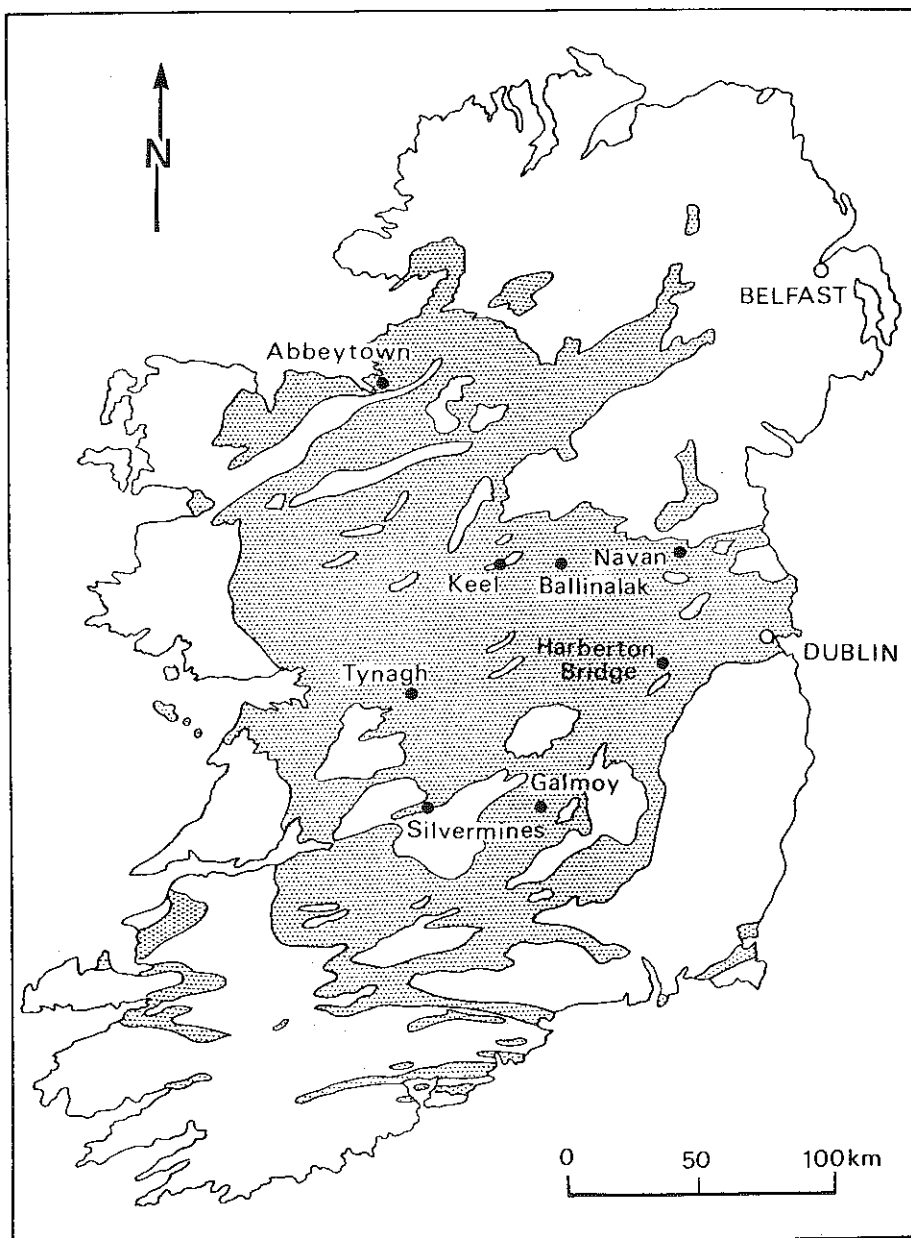


Fig. 13 : Localisation des grands gisements de Pb-Zn d'Irlande et des affleurements (en grisé) de leur encaissant calcaire du Carbonifère inférieur (d'après Mc Ardle, 1990, modifié).

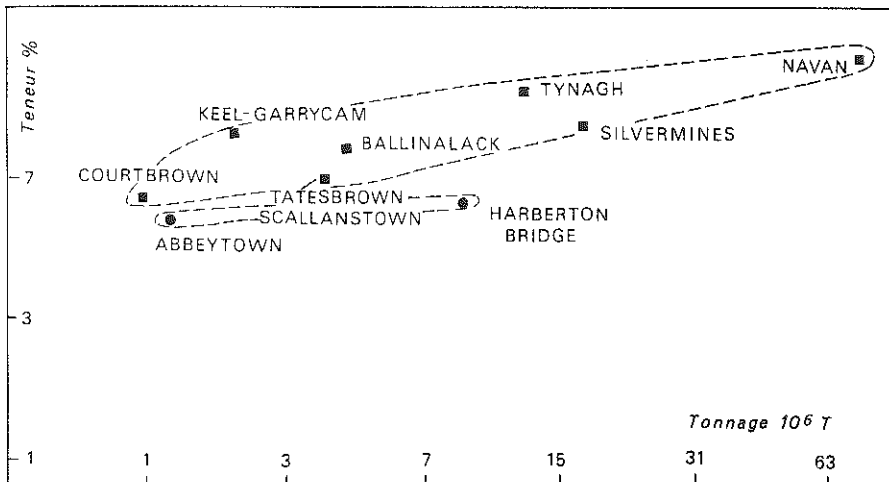


Fig. 14 : Relation tonnage-teneur des grands gisements irlandais de Pb-Zn encaissés dans les calcaires du Carbonifère inférieur (d'après Mc Ardle, 1990, modifié). Le gisement de Navan présente l'anomalie maximum en teneur et en tonnage.

atténue fortement l'importance des hétérogénéités isotopiques clairement mises en évidence par Mills et al. (1987) et favorise la vision déformée d'un gisement homogène du point de vue des compositions isotopiques du plomb, en accentuant l'importance du composant le plus radiogénique du mélange décrit précédemment.

La comparaison avec les données de Mills et al. (1987) est d'autant plus délicate que Le Huray et al. (1987) n'indiquent pas la provenance des échantillons par lentille et utilisent, dans le cas de Navan et de Tynagh, certaines données isotopiques de Boast et al. (1981) après une "sélection" des données en raison d'erreurs analytiques de discrimination de masse; ce problème ne se pose pas pour l'étude isotopique des autres gisements d'Irlande. Ceux du Nord-Ouest de la Province (Keel, Garrycam, Newtown Cashel, Moyvoughly) présentent les compositions en plomb les moins radiogéniques (Fig. 18) dont l'origine est attribuée à une source du plomb dans le socle métamorphique léwisien ou les sédiments dérivés de ce socle, métamorphisés lors de l'orogénèse calédonienne. Le caractère plus radiogénique (Fig. 18) des gisements du Sud-Est de la Province (Allenwood, Newcastle, Rickardstown, Clongownagh) serait dû à une source du plomb dans les formations de la croûte continentale supérieure, d'âge paléozoïque inférieur ou protérozoïque supérieur.

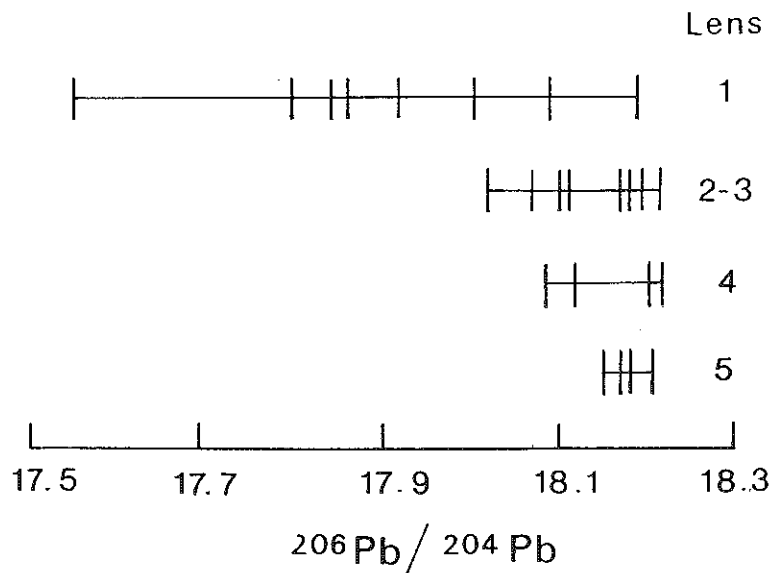
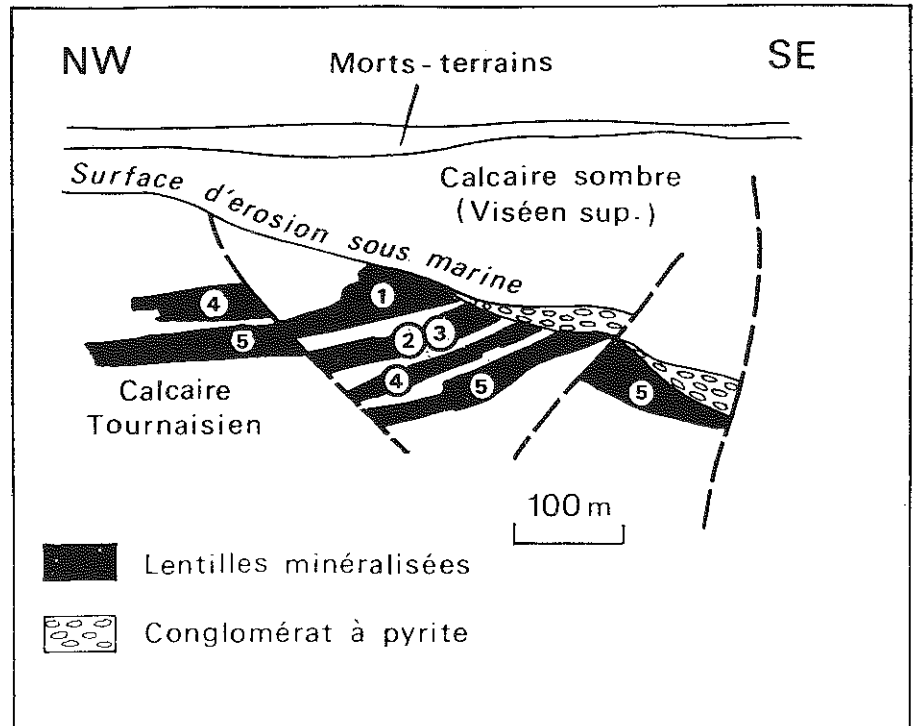


Fig. 15 : Coupe schématique du gisement de Navan, montrant la disposition du minerai de Zn-Pb en lentilles stratiformes numérotées de 1 à 5 en allant de la plus récente à la plus ancienne (d'après Mills et al., 1987, modifié).

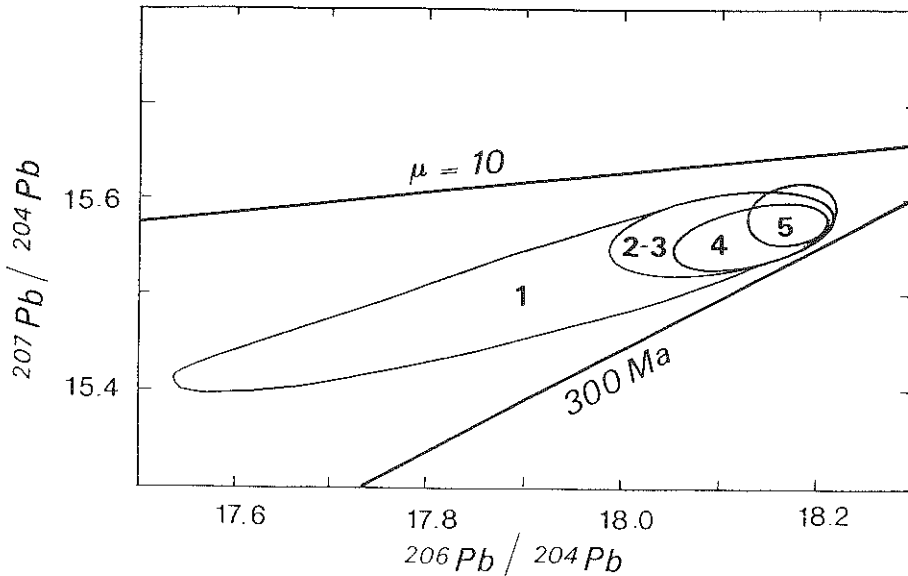


Fig. 16 : Les compositions isotopiques en Pb des galènes extraites des 5 lentilles du gisement de Navan définissent dans le diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) des domaines bien définis, numérotés 1, 2-3, 4 et 5 traduisant un mélange progressif entre deux composants. Le composant précoce, radiogénique apparaît seul dans la lentille 5, la plus ancienne stratigraphiquement et la plus homogène isotopiquement. L'influence d'un second composant nettement moins radiogénique s'observe à partir de la lentille 4 et le phénomène de mélange binaire atteint sa plus grande ampleur dans la lentille 1. La courbe d'évolution ($\mu = 10$) et l'isochrone ($t = 300 \text{ Ma}$), du modèle Stacey et Kramers (1975) sont indiquées comme références.

La zonalité isotopique du plomb observée par Le Huray et al. (1987) est donc interprétée par un mélange à deux composants issus respectivement de la croûte supérieure et de la croûte inférieure du Nord de l'Irlande. Ce mélange se produit à l'époque de dépôt de la minéralisation considérée comme synsédimentaire à Navan et Silvermines. Une graduation dans les taux de mélange s'observe à l'échelle de la Province. En fait, les deux sources invoquées dans ce modèle diffèrent peu des deux composants dont l'existence à l'aplomb du gîte de Navan a été proposée par Mills et al. (1987) pour expliquer les hétérogénéités isotopiques locales de ce gisement. Par ailleurs, le tracé des courbes "isoplombs" (Fig. 18) est mal défini dans la partie centrale de l'Irlande en raison de l'absence de données entre les gîtes de Navan et de

Silvermines (Le Huray et al., 1987). Des analyses isotopiques de plomb, même portant sur des sulfures disséminés dans les calcaires du Carbonifère inférieur, auraient très probablement permis de lever cette incertitude.

L'évolution isotopique, observée dans les lentilles minéralisées successives constituant le gisement de Navan, a été interprétée par Mills et al. (1987) à l'aide d'un modèle de cellules convectives s'étendant progressivement

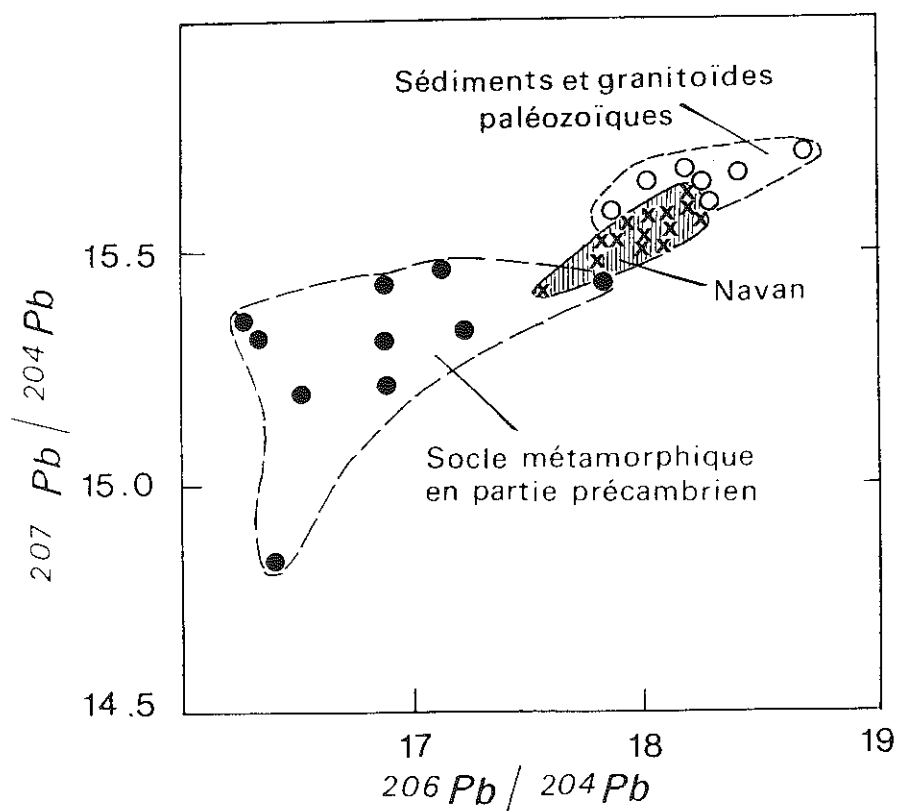


Fig. 17 : Diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ où les plombes des minéralisations de Navan se placent en position intermédiaire entre le domaine des sédiments et des granites paléozoïques du Nord de l'Irlande et celui du socle métamorphique en partie granulitique de la même région (d'après Mills et al., 1987). La composition du plomb de ces roches est recalculée pour corriger du plomb radiogénique produit in situ depuis la formation du gisement. Les deux composants du mélange exprimé par les minerais de Navan, présenteraient des caractéristiques similaires à ces formations de la partie supérieure ou inférieure de la croûte continentale affleurant au Nord du gisement de Navan.

dans les trois dimensions d'une croûte continentale en extension. Suivant ce modèle, l'eau de mer carbonifère pénètre dans la croûte supérieure via les

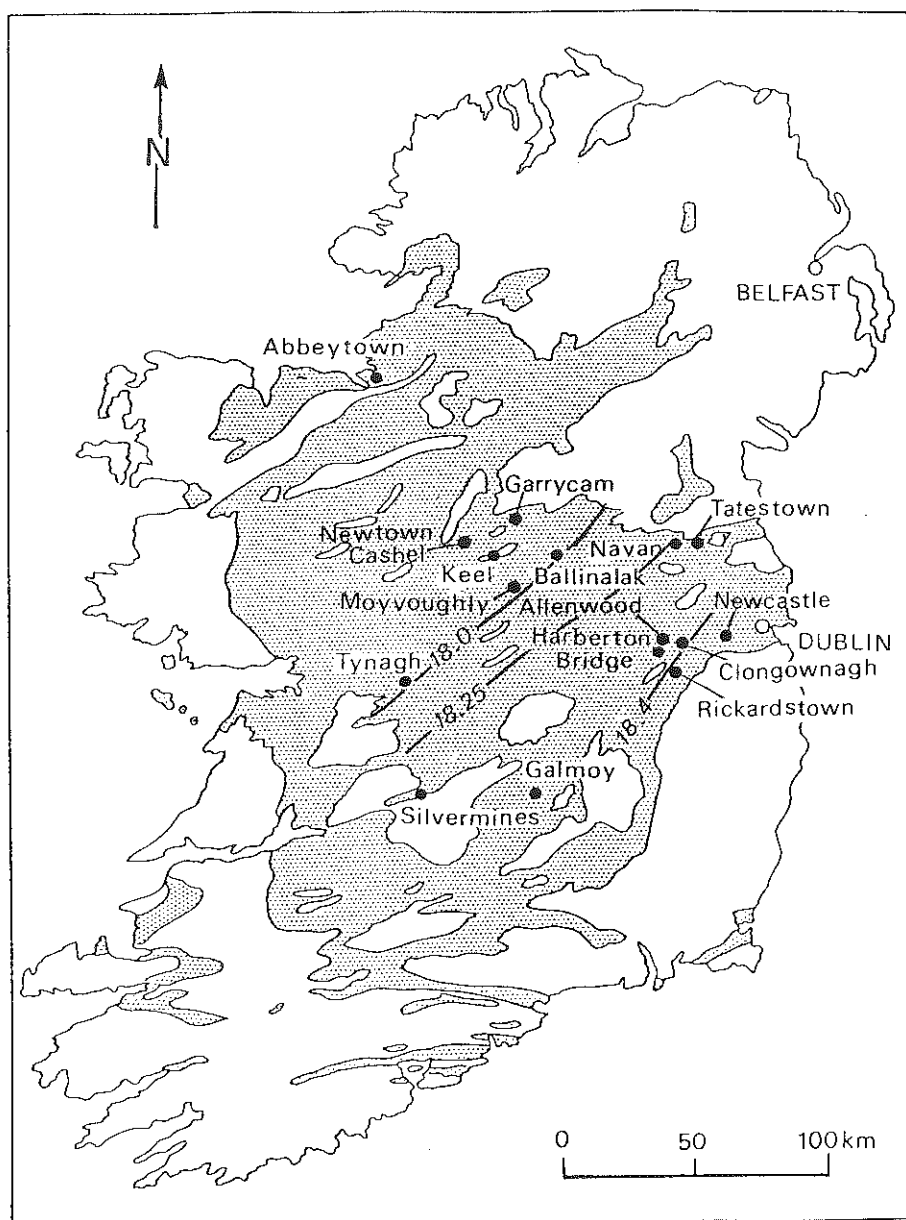


Fig. 18 : Carte schématique d'Irlande montrant les affleurements de calcaires du Carbonifère inférieur, les gisements de Pb-Zn et les lignes "isoplombs" (d'après Le Huray et al., 1987 et Mc Ardle, 1990).

failles normales, créées lors de la distension, jusqu'à atteindre la limite fragile-ductile où le mouvement convectif s'amorce. Lors de sa progression, le fluide se charge en solutés (Pb, Zn, Fe, Ba, Mn) par réaction avec les roches, les minéralisations sulfurées se formant au sein des sédiments non compactés en cours de dépôt. Lorsque la limite fragile-ductile atteint la croûte continentale inférieure granulitique, le second pôle du mélange appauvri en plomb radiogénique, s'exprime alors de plus en plus fortement dans les compositions isotopiques des minéralisations les plus jeunes. Soulignons que selon ce modèle, la mise en place des minéralisations est pratiquement synchrone du dépôt des sédiments et qu'un modèle de circulation de type MVT dans la croûte supérieure radiogénique présente à Navan ne permet pas d'expliquer le mélange binaire observé avec un composant très peu radiogénique

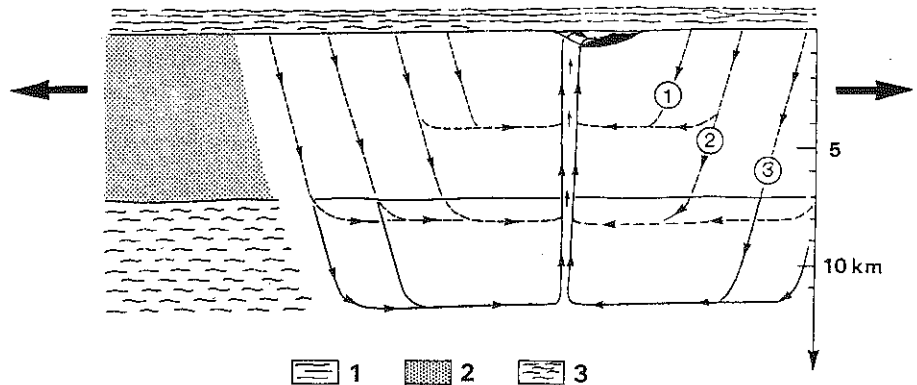


Fig. 19 : Représentation d'après Mills et al. (1987) du modèle de cellules de convection s'agrandissant progressivement en 3 D dans une croûte continentale en extension, jusqu'à atteindre le socle ancien granulitique à plomb peu radiogénique. 1 stade initial, 2 stade intermédiaire, 3 stade final, (1) mer carbonifère, (2) sédiments et volcanites paléozoïques, (3) socle granulitique précambrien, (4) lentilles minéralisées en formation dans les calcaires carbonifères.

III - LA PROVINCE CEVENOLE

Au Sud du Massif Central (Fig. 20), la Montagne Noire et les Cévennes présentent des minéralisations de Pb-Zn d'intérêt économique ayant fait l'objet d'exploitations. Dans la Montagne Noire, les sédiments du Paléozoïque inférieur, métamorphisés et tectonisés lors de l'orogénèse hercynienne

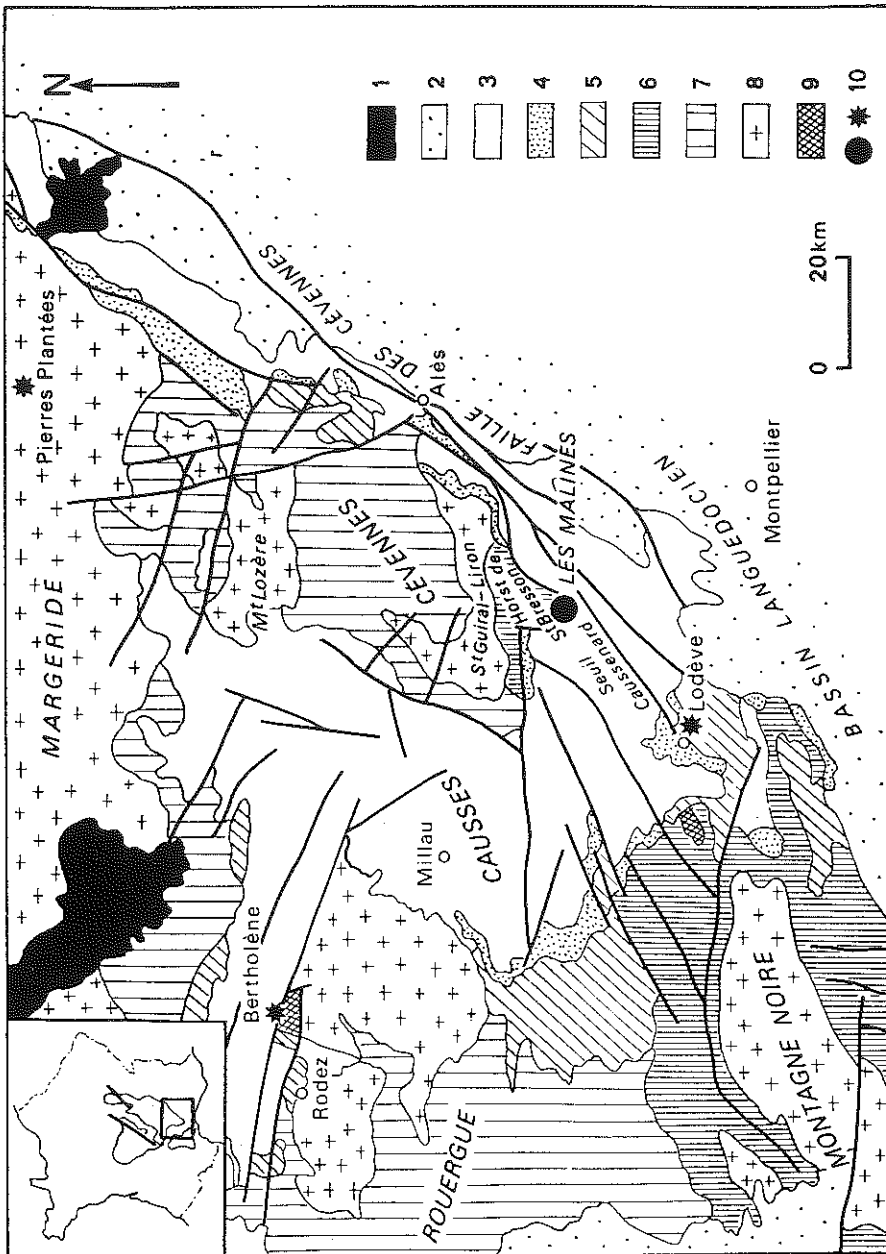


Fig. 20 : Schéma géologique du Sud du Massif Central. (1) volcanisme récent, (2) sédiments post-jurassiques, (3) sédiments jurassiques, (4) sédiments triasiques, (5) sédiments permien et stéphanien, (6) métasédiments du Paléozoïque inférieur, (7) micaschistes et quartzites, (8) granites et migmatites varisques, (9) granites cadomiens gneissifiés, (10) gisements principaux de Pb-Zn (●) et d'U (★).

constituent en général l'encaissant des minéralisations ; dans le diagramme (207Pb/204Pb)-(206Pb/204Pb) (Fig. 21) leurs compositions isotopiques en Plomb définissent un domaine I au voisinage de l'isochrone $t = 600$ Ma et de la courbe d'évolution $\mu_2 = 10$ du modèle de Stacey et Kramers (1975). Ces minéralisations sont issues de la mobilisation du plomb évoluant dans la croûte continentale supérieure du secteur considéré, à l'époque de leur formation (granitoïdes mis en place il y a environ 600 Ma et roches sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur).

Séparées de la Montagne Noire par les Causses (Fig. 20), les Cévennes représentent une véritable Province Métallifère; elle correspond à 2.000.000T de Pb-Zn, réparties pour les 2/3 dans les sédiments du Trias. La mine des Malines où l'exploitation a cessé à la fin de l'année 1991, représente à elle seule 50 % des réserves cévenoles connues. Dans cette mine, les

Tonnage 10 ⁶ T	Teneur en %	Localisation
Province Cévenole		
2		Trias (2/3)
Gisement Les Malines		
0.4	40-50	Bathonien
0.1	10-20	Trias
0.4	5-30	Cambrien
0.1	3-5	Jurassique (Brèches tectoniques)

Tableau 2

minéralisations ont pour encaissant le Bathonien, le Trias ou le Cambrien (cf. Tableau 2). Les premières données isotopiques acquises sur les gîtes des Cévennes (Lancelot et al., 1971) ont démontré l'origine crustale du plomb de cette Province et souligné que des différences dans la composition moyenne de la source des Provinces induisent des compositions isotopiques en Pb distinctes pour des gîtes de même âge, de même origine et d'encaissant similaire (comparaison des gîtes post-varisques des Cévennes et du Haut Atlas). Les travaux ultérieurs de Brévard et al. (1982) et de Marcoux (1986) ont porté sur les variations des compositions isotopiques du Pb à l'échelle des Provinces. Dans ces approches, un nombre restreint d'analyses, parfois réduit à l'unité, représente un gisement comme un indice, quelle que soit l'importance du gisement à l'échelle de la Province. Dans le diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (Fig. 21), les plombs des minéralisations cévenoles définissent un domaine II réparti de part et d'autre de l'isochrone $t = 300$ Ma pour un μ_2 d'environ 10 marqué par de fortes variations isotopiques, en particulier du rapport ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Dans le même diagramme le domaine III des compositions des feldspaths K des granites varisques du Massif Central (Michard et al. 1981) correspond au pôle le moins radiogénique (Fig. 21) du domaine II des minéralisations cévenoles ; les compositions isotopiques en Pb de celles-ci peuvent donc s'interpréter globalement par des mobilisations du Pb

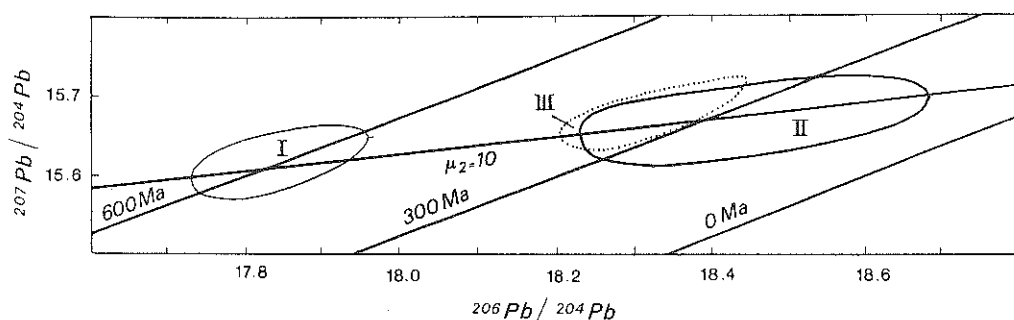


Fig. 21 : Diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pour les minéralisations de Pb-Zn du Sud du Massif Central. Les isochrones ($t = 600$ Ma, $t = 300$ Ma, $t = 0$) et la courbe d'évolution ($\mu_2 = 10$) sont calculées d'après le modèle de Stacey et Kramers (1975) ; (I) domaine des minéralisations à encaissant d'âge paléozoïque inférieur de la Montagne Noire (Brévard et al., 1982) ; (II) domaine des minéralisations encaissées dans les sédiments du Trias, du Lias et du Jurasique moyen des Causses des Cévennes (Brévard et al., 1982, Marcoux, 1986) ; (III) domaine des feldspaths K des granites varisques du Massif Central (Michard-Vitrac et al., 1981).

(et du Zn) au Trias et au Jurassique, le caractère plus ou moins radiogénique d'une minéralisation dépendant des proportions du mélange binaire du plomb initial des feldspaths K des granites du Saint Guiral-Liron et du Mont Lozère (Fig. 21) et du plomb radiogénique formé dans des minéraux (plus riches en U que les feldspaths, par exemple, la biotite) du réservoir crustal impliqué, jusqu'à l'époque de mise en place de la minéralisation. Situés en bordure du bassin sédimentaire à l'origine des formations mésozoïques des Causses et en constituant le soubassement, les granites varisques et les schistes des Cévennes représentent bien le réservoir crustal source des minéralisations cévenoles. L'hétérogénéité isotopique apparente de gîtes voisins des Cévennes a conduit Marcoux (1986) à proposer que l'essentiel de la charge métallique a été acquise par des fluides (pouvant être d'origine météorique) circulant en profondeur, en bordure d'un socle, où coexistent des roches et des minéraux à signatures isotopiques variées. En période de distension, ces fluides remonteraient à la faveur d'accidents discontinus en restituant dans les amas métalliques (Fig. 22)

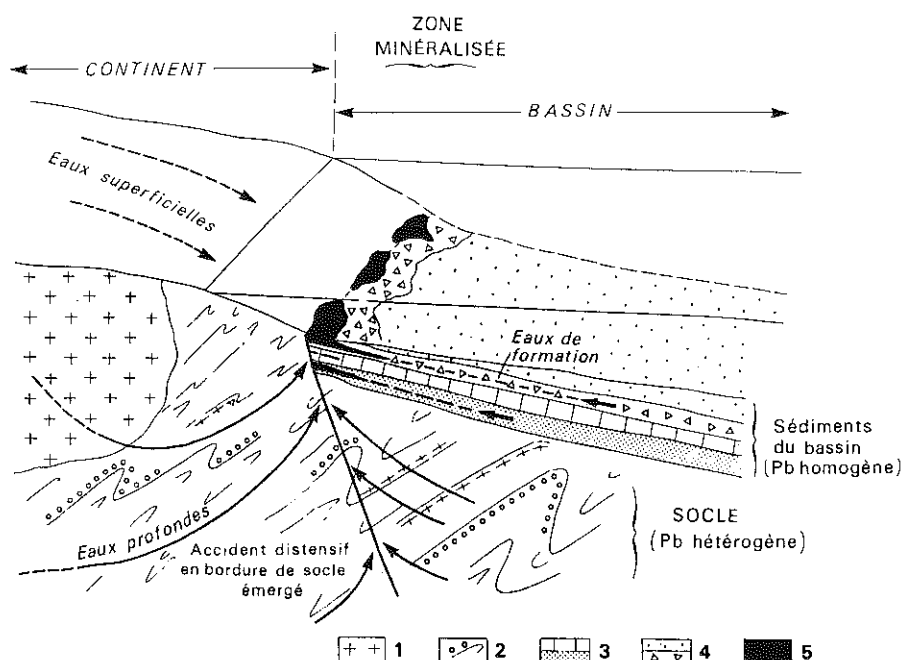


Fig. 22 : Bloc diagramme illustrant le modèle de Marcoux (1986) pour la genèse des minéralisations à Pb-Zn cévenoles. (1) granite varisque ; (2) schistes des Cévennes ; (3) sédiments triasiques ; (4) sédiments liasiques ; (5) amas de Pb-Zn (d'après Marcoux , (1986) modifié).

les différences isotopiques des roches lessivées en profondeur. Ce modèle souligne la liaison spatiale gisements-fractures majeures, mais n'exclut pas la participation mineure de plomb d'origine "superficielle", transporté par les eaux de surface et pouvant lors d'épisodes lagunaires à durée de vie limitée (en particulier lors de l'initialisation d'un bassin) être à l'origine d'amas à composition isotopique homogène en plomb résultant du brassage des eaux de surface.

La mine des Malines correspondant à 50 % des réserves connues des Cévennes, une étude systématique de géochimie isotopique a porté à la fois sur les minéralisations en amas de cette mine (galène, pyrite, blende), sur leur encaissant (Bathonien, Trias et Cambrien) et sur les matériaux sources potentiels (Le Guen et Lancelot, 1989 ; Le Guen et al., 1991). Les données reportées dans un diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) mettent en évidence une forte homogénéité de toutes ces minéralisations et de leur encaissant (Fig. 23). Seules les pyrites disséminées dans le Cambrien présentent des compositions faiblement moins radiogéniques, tout en demeurant dans le domaine II. L'homogénéité des minerais en amas de la mine des Malines et de leur encaissant contraste avec la règle de l'hétérogénéité isotopique soulignée par Marcoux (1986) pour les gites cévenols. Elle s'oppose aussi à l'hypothèse d'une évolution polyphasée du gisement des Malines *à partir d'un stock métal initial d'âge cambrien* ("minerai zéro" de Verraes (1983)) ; l'individualisation d'une telle concentration et ses remobilisations ultérieures (qu'elles soient d'origine karstique ou hydrothermale) devant fournir des minéralisations aux compositions isotopiques en plomb du type du domaine I (Fig. 21) connues en Montagne Noire.

La composition isotopique moyenne de 73 sulfures prélevés dans les divers amas de la mine des Malines ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) = 18.414 ± 0.025 ; ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) = 15.67 ± 0.018) est identique à celle du granite du Saint Guiral-Liron ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) = 18.44 ; ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) = 15.66) calculée au Trias, en tenant compte des teneurs actuelles en U et en Pb de ce granite (Fig. 23 a, b, c). A partir de l'ensemble de ces observations, Le Guen et al. (1992) ont proposé l'individualisation d'un stock métal majeur au Trias, au niveau des Malines ; le plomb provenant principalement du massif varisque voisin du Saint Guiral-Liron. Ultérieurement ce stock a été remobilisé localement lors d'épisodes karstiques, entre autres bathoniens et actuels (Le Guen et Maurin, 1987 ; Le Guen et Combes, 1989) ou lors d'épisode hydrothermaux (Ramboz et Charef, 1988). Cependant l'importance du stock métallique constitué au Trias impose sa signature isotopique propre aux minerais issus des remobilisations post-triasiques. Ainsi parmi les échantillons analysés isotopiquement en plomb figurent des stalagmites de galène formées dans des cavités karstiques récentes recoupant le minerai à encaissant triasique.

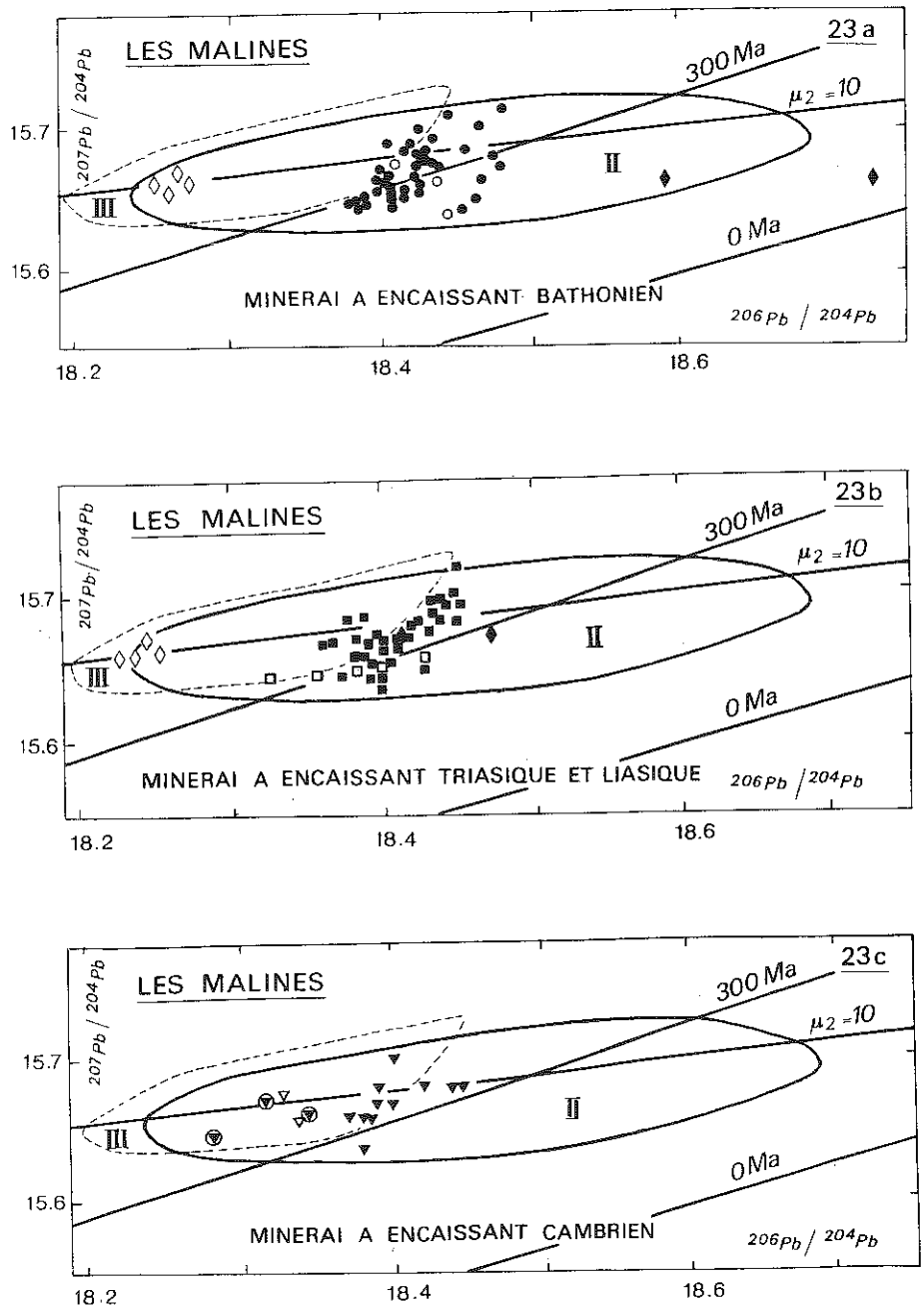


Fig. 23 : Diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ pour les minerais à encaissant bathonien (23a), triasique et liasique (23b) et cambrien (23c) de la mine des Malines, d'après Le Guen et al. (1991).

23a : (●) galènes à encaissant bathonien ; (○) dolomie bathonienne ;
(◇) feldspaths K du granite du Saint Guiral-Liron à 160-150 Ma ;
(◆) granite du Saint Guiral-Liron à 160-150 Ma.

23b : (■) galènes à encaissant triasique ou liasique ; (□) argile noire ou grise du Trias ; (◇) feldspaths K du granite du Saint Guiral-Liron à 210 Ma ; (◆) granite du Saint Guiral-Liron à 210 Ma.

23c : (▼) pyrites et blendes en amas à encaissant cambrien ; (⊗) pyrites disséminées dans les métasédiments cambriens ; (▽) calcaires cambriens dolomités au Trias ;

Enfin, en ce qui concerne les amas des Malines, situés dans les terrains cambriens au contact ou au voisinage de la paléosurface triasique, les signatures isotopiques des trois principaux sulfures les composant (pyrite, blende, galène) démontrent une concentration post-hercynienne des métaux sans relation avec l'âge cambrien de leur encaissant (Charef, 1986 ; Le Guen et al., 1992).

Le rapport ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) est susceptible de présenter les plus fortes variations, dans la période de temps considérée de formation et de remobilisation des minéralisations cévenoles. Sa distribution à l'échelle de la Province permet de distinguer deux types d'amas minéralisés (Fig. 24 et 25) présentant soit une composition (18.41 ± 0.06) similaire à celle du gîte des Malines dans son ensemble (18.41 ± 0.02), soit des compositions nettement plus radiogéniques, hétérogènes, s'étalant de 18.50 à 18.69. Les minéralisations du premier type sont présentes à la base de la couverture sédimentaire mésozoïque sur tout le pourtour des Cévennes ; elles sont l'expression du stock-métal individualisé au Trias, susceptible de remobilisations ultérieures ne faisant pas varier la composition isotopique des minerais. Inversement, les amas de second type se localisent préférentiellement sur une partie de la faille des Cévennes et correspondraient spécifiquement à des minéralisations dont la genèse serait en accord avec le modèle de circulation hydrothermale proposé par Marcoux (1986).

Les exemples précédemment choisis de l'utilisation des isotopes radiogéniques du plomb en tant que traceurs de la formation et de l'évolution des gisements métalliques ne sont pas limitatifs ; la littérature scientifique récente présente d'autres cas variés d'application à des minéralisations anciennes ou actuelles dans des contextes géodynamiques très différents en utilisant comme traceur isotopique le plomb mais aussi le strontium et le néodyme. En métallogénie, l'emploi de ces isotopes radiogéniques ne se limite

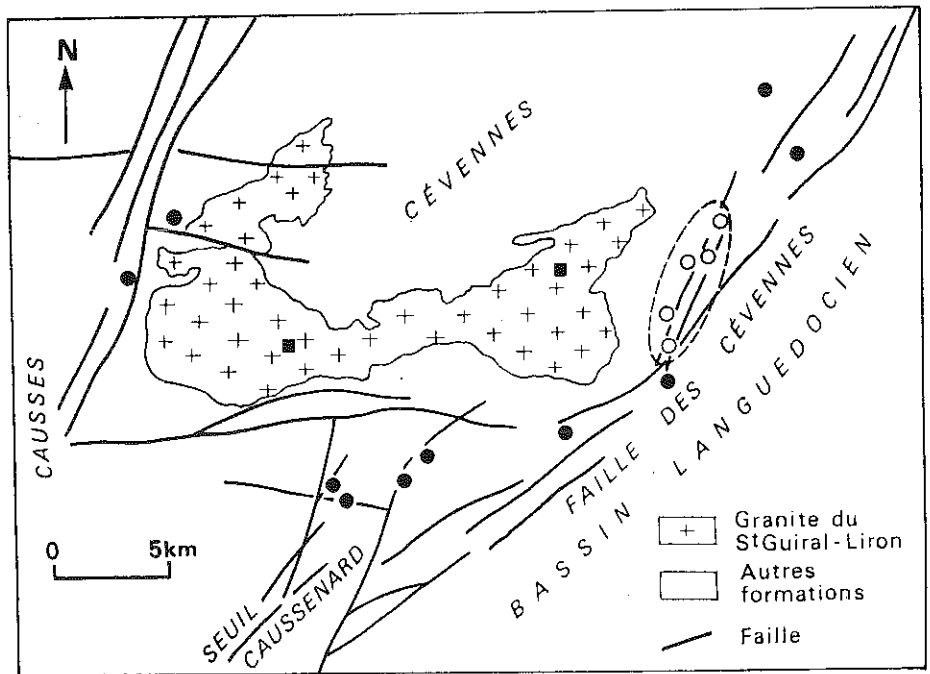


Fig. 24 : Carte de la répartition des 2 types de gites de Pb-Zn des Cévennes d'après leur rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: (●) gites à rapports homogènes et signature triasique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.41 \pm 0.06$), (○) gites à rapports hétérogènes, radiogéniques ($18.50 \leq ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 18.69$) localisés sur la faille des Cévennes, (■) lieux de prélèvements du granite du Saint Guiral-Liron présentant au Trias une composition isotopique identique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.41 \pm 0.02$) à celle des minéralisations du premier type (●).

pas au traçage, ils sont aussi utilisés comme chronomètres. La difficulté de dater les minéralisations, en particulier sulfurées, a déjà été soulignée précédemment, et des exemples de développements analytiques récents pour résoudre ce problème ont été présentés.

Les paragraphes suivants portent sur les datations des minéralisations uranifères. Outre l'enjeu économique qu'elles représentent, leur richesse en uranium en font des objets géochimiques théoriquement aisément datables par la méthode U-Pb. Lors des processus de différenciation de la croûte continentale à partir du manteau supérieur, l'uranium se concentre dans cette croûte où il peut s'individualiser à l'état d'oxyde d'uranium tétravalent UO_2 (uraninite, pechblende). Dans les conditions superficielles de la croûte

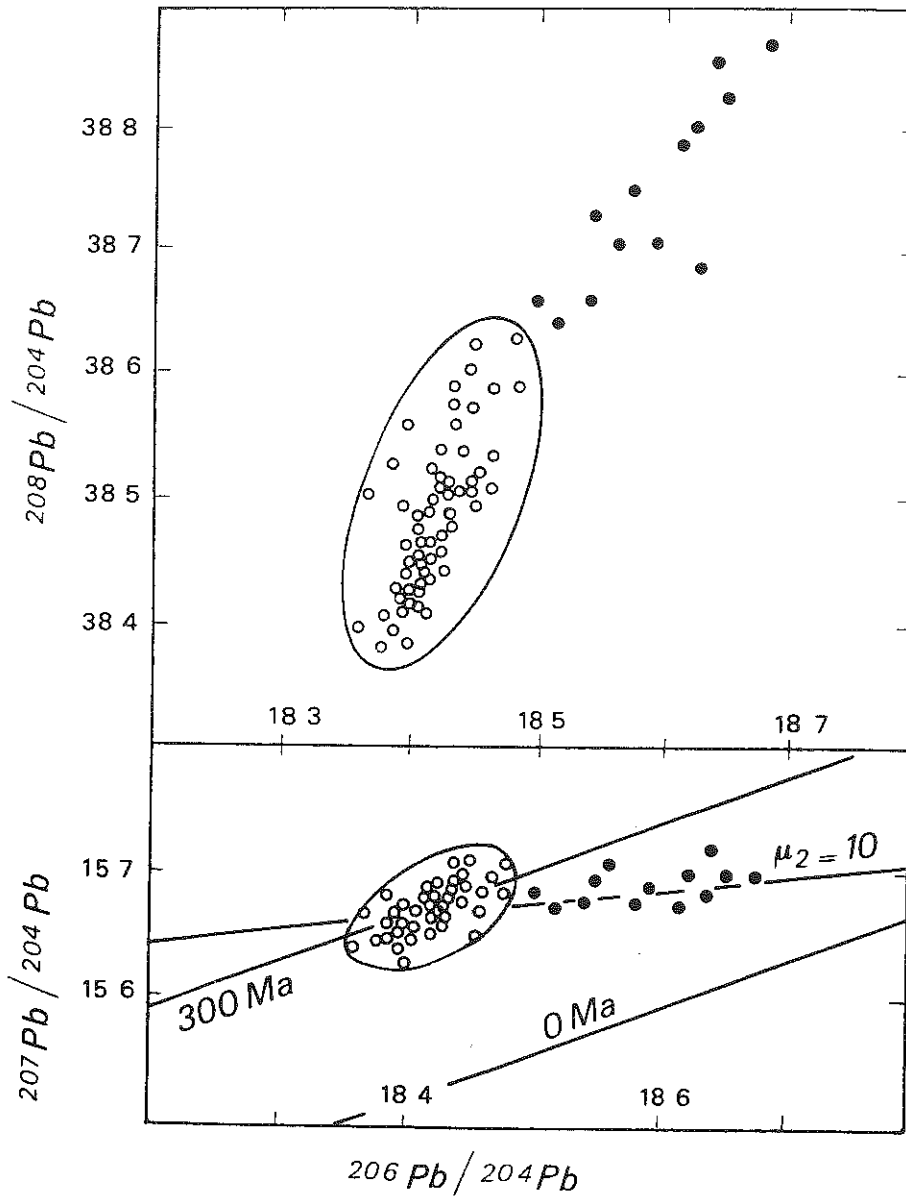


Fig. 25 : Diagrammes $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ et $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ des minéralisations en Pb-Zn cévenoles avec la distinction des 2 types de gites (O, ●) localisés dans la fig. 24.

continentale, l'oxydation de U^{4+} en U^{6+} induit une grande mobilité de l'uranium à l'origine de reconcentration ou de dilution de cet élément (voir Cuney et al., 1992). Dans les deux exemples retenus, l'existence sur les mêmes gisements de données géochronologiques K/Ar et/ou Sm/Nd s'ajoutant aux données U-Pb permettent de tester la fiabilité et la signification des âges fournis par ces différents chronomètres isotopiques sur ces minéralisations. Seront donc traités successivement :

- le gisement de discordance de Cigar Lake (Saskatchewan) d'âge protérozoïque ; c'est l'exemple-type de gisement caché, de teneur et de tonnage en U exceptionnels, recherché actuellement. Son évolution isotopique U-Pb démontre le faible degré de remobilisation de ce gisement depuis sa formation ;

- les gisements d'U du Sud du Massif Central (Lodève, Bertholène, Pierres Plantées) beaucoup plus pauvres en teneur comme en tonnage que Cigar Lake. En dépit d'une formation tardi-varisque dans des environnements géologiques très différents, ils présentent une évolution commune complexe marquée au moins par deux épisodes majeurs de remobilisation.

IV - GISEMENT D'URANIUM DE CIGAR LAKE (CANADA)

Dans l'état du Saskatchewan (Canada) affleure un socle structuré au cours de l'orogénèse hudsonienne (~1.8 Ga) suivant une direction NE-SO. Plusieurs grands domaines pétro-structuraux ont été décrits dans ce socle (voir par expl. Lewry et Sibbald, 1977 ; Stauffer, 1984) et les datations par U-Pb sur zircons et Sm-Nd sur roches totales fournissent des âges principalement archéens et protérozoïques inférieurs (Ray et Wanless, 1980 ; Chauvel et al., 1987 ; Van Schmus et al., 1987). A diverses échelles, plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour l'évolution de ce socle (Ray et Wanless, 1980 ; Lewry, 1981 ; Green et al., 1985 ; Van Schmus et al., 1987) ; ces modèles font appel à une zone de convergence caractérisée par la présence d'un domaine océanique (océan manikewien) limité par une margre active de type andin ou avec des arcs insulaires. La chaîne hudsonienne résulterait de la résorption du domaine océanique et de la collision entre deux grands cratons archéens.

D'une superficie de 100000 km² et d'une puissance actuelle maximum de 1800 m, les sédiments du bassin de l'Athabasca (Fig. 26) sont discordants sur ce socle. Gréseuses ou conglomératiques, les formations de ce bassin sont d'origine marine ou fluviatile. Un âge présumé de sédimentation de 1430 ± 30 Ma (Armstrong et Ramaekers, 1985) obtenu par isochrone Rb-Sr sur des

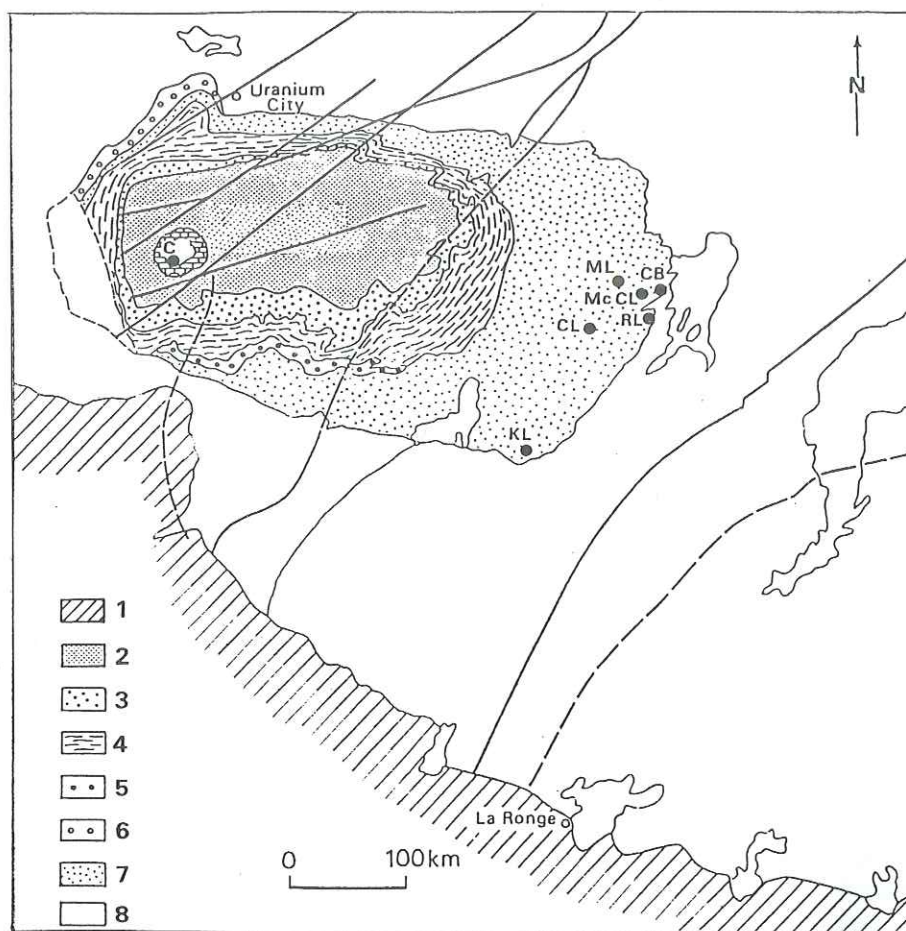


Fig. 26 : Carte géologique du bassin de l'Athabasca (Saskatchewan, Canada) et localisation des principaux gisements d'uranium d'après Lewry et al. (1978) et Ramaekers (1981). (1) couverture paléozoïque; (2) formation de Tuma Lake et d'Otherside; (3) formation de Locker Lake; (4) formation de Wolwerine Point; (5) formation de Lazenby Lake; (6) formation de Fair Point; (7) formation de Manitou Falls; (8) socle archéen repris lors de l'orogénèse hudsonienne. Gisements d'uranium : (C) Cluff Lake; (KL) Key Lake, (ML) Midwest Lake; (CB) Collins Bay; (RL) Rabbit Lake; (Mc Cl) Mc Clean Lake; (CL) Cigar Lake.

sédiments marins du bassin de l'Athabasca est en assez bon accord avec les âges de diagenèse précoce de 1484 ± 55 Ma et 1459 ± 4 Ma (Bray et al., 1987) obtenus par ^{39}Ar - ^{40}Ar sur illite. Ce bassin est célèbre par l'abondance de ses gisements d'uranium à hautes teneurs et fortes réserves se localisant au niveau de la discordance avec le socle hudsonien. Citons parmi ceux-ci (Fig. 26) : Rabbit Lake (RL), Collins Bay (CB), Cluff Lake (CL), Midwest (ML), Key Lake (KL), Mac Clean Lake (McCL) et Cigar Lake (CL). Ce dernier gisement correspond à 150000 T d' U_3O_8 à une teneur moyenne de 7.9 %. Découvert en 1981 (Fouques et al., 1985 ; Bruneton, 1986), il se prête particulièrement à une étude géochronologique systématique par la méthode U-Pb sur minéraux uranifères ; en effet sa localisation actuelle à 430 m de profondeur l'a bien préservé des effets de l'altération superficielle, à l'inverse de ce qui a été observé dans d'autres gîtes d'U du bassin, remobilisés au Quaternaire par des eaux d'origine glaciaire (Halter et al., 1987 ; Wilson et al., 1987 ; Philippe, 1988).

Spatialement associé à la discordance, le corps minéralisé principal de Cigar Lake est compris dans une enveloppe d'halos d'altération hydrothermale atteignant 100 m de puissance dans le socle et 200 m dans les grés de l'Athabasca (Fig. 27). Au niveau du gisement, le socle se caractérise par la présence de métapélites riches en graphite et à texture mylonitique. Cette zone tectonisée a été réactivée après le dépôt du bassin pour donner des failles NE-SW recoupant le gisement et sur lesquelles se localisent des amas "perchés" d'intérêt économique mineur (Fig. 27). Leur présence jusqu'à 300 m au dessus de l'amas principal constitue un guide pour la prospection de nouveaux gîtes. A Cigar Lake, de très fortes teneurs en U ont été trouvées; localement, elles atteignent 40 à 50 %. La paragenèse (Fouques et al., 1985) comprend les trois stades successifs suivants :

- Stade I à uraninite massive et arseniures, sulfures et sulfoarseniures de Ni, Co, Fe. Cette association représente 95 % de l'amas principal.
- Stade II à pechblende et sulfures de Fe, Cu, Ni, Co, Pb, Zn.
- Stade III à pechblende et coffinite associées à des oxydes et hydroxydes de fer. Cette paragenèse se développe particulièrement dans les amas perchés.

A Cigar Lake, comme dans les autres gisements de discordance du bassin de l'Athabasca, l'uranium aurait pour source le socle archéen sous-jacent (Pagel, 1983) sans faire appel à d'anciens gisements d'uranium remobilisés ou à une filiation indirecte via les minéraux lourds des sédiments du bassin. Parmi les arguments en faveur de cette hypothèse, signalons la pauvreté des grés du bassin en minéraux de Ni et Co (Tremblay, 1982); à Midwest Lake, l'anomalie en ^{208}Pb des sulfures et arseniures traduisant la richesse en Th de la source de

ces minéraux (Cumming et al., 1984) et les rapports initiaux ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ des pechblendes de Collins Bay (Fryer et Taylor, 1984; voir ci-après).

Des échantillons d'uraninites massives de l'amas principal de Cigar Lake, ne présentant pas de développement de coffinite en bordure de grain ou le long des microfractures, ont été analysés par la méthode U-Pb (Philippe, 1988; Philippe et al., 1992). Reportés dans un diagramme concordia (Fig. 28), les points expérimentaux s'alignent et fournissent :

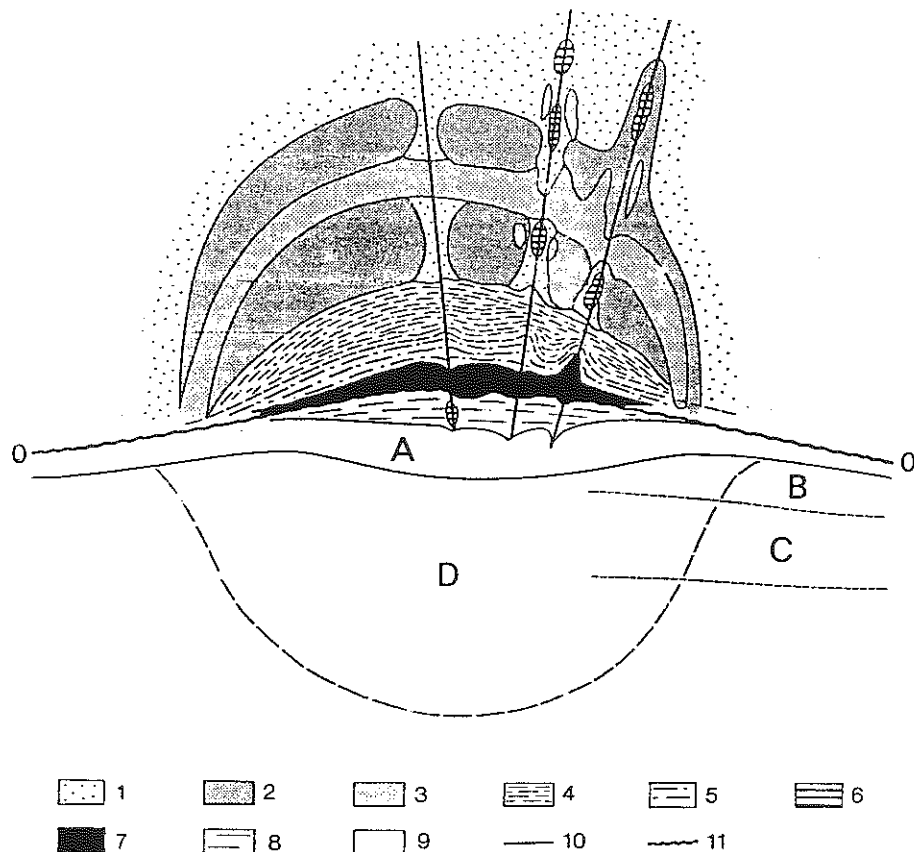


Fig. 27 : Coupe schématique du gisement de Cigar Lake d'après Fouques et al. (1985). (1) grés de l'Athabasca; (2) zone grise à sulfures; (3) zone à quartz; (4) zone argilisée; (5) zone argilisée et hématitisée, (6) amas perché; (7) amas principal; (8) zone d'argilisation du socle; (9) socle; (10) faille; (11) discordance; (A) zone à disparition du graphite; (B) altération du régolithe, zone à hématite; (C) altération du régolithe, zone à chlorite; (D) zone d'altération hydrothermale du socle.

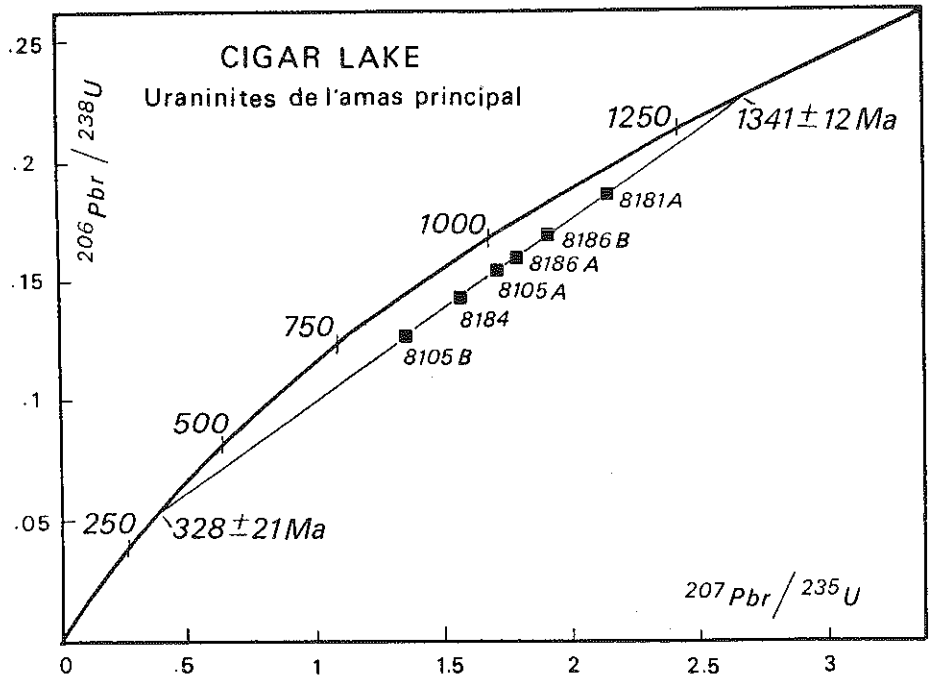


Fig. 28 : Diagramme concordia pour les uraninites non coffinitisées de l'amas principal de Cigar Lake, d'après Philippe (1988) et Philippe et al. (1992). L'intercept supérieur de l'alignement avec la courbe concordia fournit l'âge de formation de l'amas principal.

- un âge de 1341 ± 12 Ma par l'intercept supérieur, interprété comme celui de la cristallisation de ces uraninites et donc de la formation de l'amas principal de Cigar Lake

- un âge de 333 ± 49 Ma par l'intercept inférieur, représentant un stade de perte épisodique préférentielle en plomb radiogénique à partir des uraninites et de formation de pechblende dans l'amas principal.

Cette dernière interprétation est confirmée par l'analyse U-Pb des pechblendes à hématite de l'amas principal et des pechblendes associées à de la marcassite ou à de l'hématite des amas perchés. Reportées dans un diagramme concordia (Fig. 29), ces données fournissent un alignement ayant pour intercept supérieur un âge de 323 ± 33 Ma et passant par l'origine (-8 ± 13 Ma). En tenant compte des marges d'erreurs, l'âge d'U-Pb des pechblendes est en bon accord avec celui obtenu par l'intercept inférieur pour les uraninites. Cet âge date une remobilisation d'une partie de l'uranium dans le gisement de Cigar Lake à 320-330 Ma ayant conduit :

- à des migrations d'une faible partie de l'uranium le long des failles NE-SW et sa reprécipitation suivant les conditions réductrices locales jusqu'à 200-300 m au-dessus de l'amas principal pour former les amas perchés ;

- par endroit au remplacement limité aux bordures de grains de l'uraninite par de la pechblende ;

Dans ce bassin de l'Athabasca, l'événement remobilisateur à 320-330 Ma a été reconnu dans d'autres gisements de discordance et daté de :

- 331 ± 31 Ma à Midwest Lake par U-Pb et intercept inférieur (Baadsgaard et al., 1984) ;

- 299 ± 6 Ma à Key Lake par U-Pb et intercept inférieur (Trocki et al., 1984) ;

- 334 Ma à Collins Bay par isochrone Sm-Nd (Fryer et Taylor, 1984 ; voir ci-après).

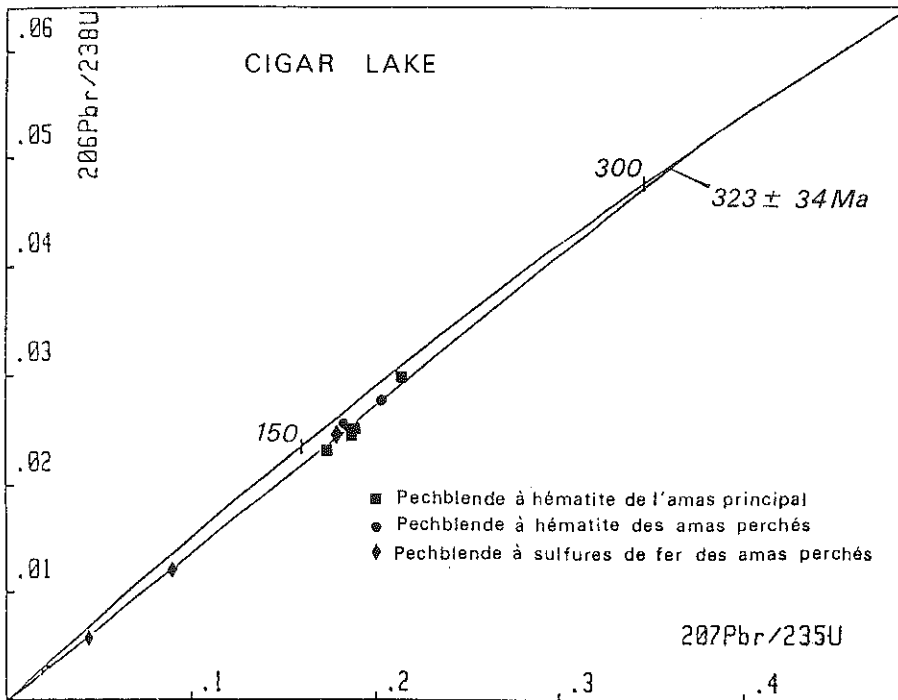


Fig. 29 : Diagramme concordia pour les pechblendes de l'amas principal et des amas perchés, associées à des sulfures de fer ou à de l'hématite. L'âge de remobilisation de l'uranium est contraint à la fois par l'intercept supérieur de l'alignement des points des pechblendes (323 ± 34 Ma) et l'intercept inférieur de l'alignement des points des uraninites (cf Fig. 21: 328 ± 21 Ma) d'après Philippe (1988) et Philippe et al. (1992).

Cet événement d'âge hercynien, vraisemblablement d'origine tectonique induit la mise en circulation de fluides, suivant les discontinuités structurales et/ou sédimentologiques de la croûte continentale supérieure. A l'échelle du Canada, il n'est certainement pas limité au bassin de l'Athabasca : en effet il a été aussi reconnu dans le Nord Québec (de Saint André et Lancelot, 1984) où il affecte à 306 ± 2 Ma (Fig. 30) des minéralisations uranifères d'âge hudsonien (1724 ± 3 Ma). Du point de vue métallogénique, l'importance de la période varisque au sens large (300 à 400 Ma) est soulignée ; elle correspond à la mise en circulation de fluides de basses températures dans la partie supérieure de la croûte continentale (Tableau 3). Ces circulations n'ont pas les mêmes effets suivant les aires géographiques et les métaux qu'elles mobilisent ou reconcentrent :

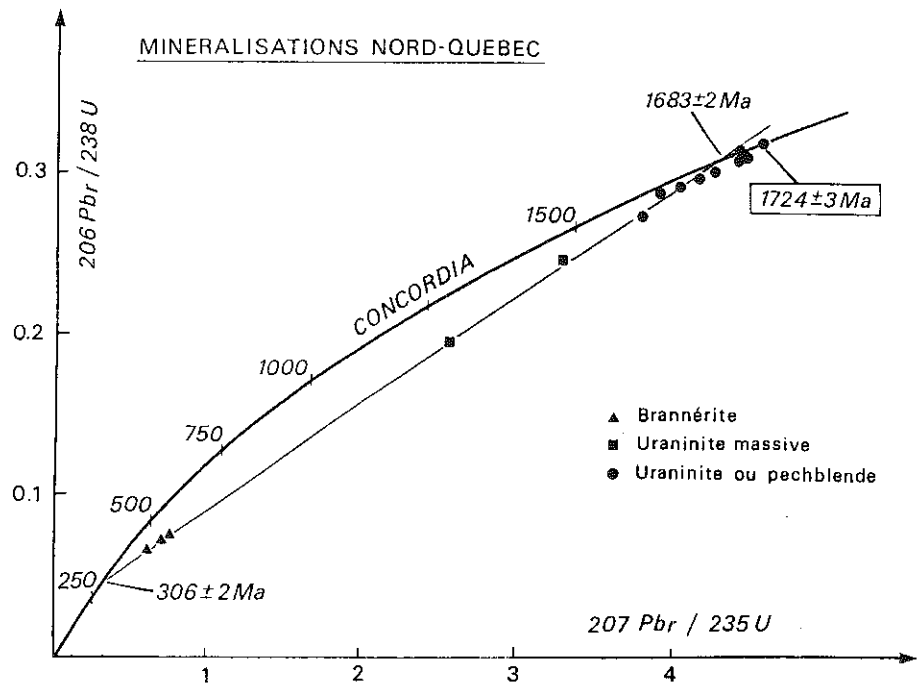


Fig. 30 : Exemple de minéralisations du Nord Québec, elles aussi remobilisées lors de l'événement hercynien démontré à Cigar Lake (de Saint André et Lancelot, 1984). L'âge et l'origine des minéralisations du Nord Québec sont totalement distincts de ceux de Cigar Lake, mais l'âge de la remobilisation est identique dans les limites des erreurs expérimentales.

Type de gisement	Mine	Localisation	Age de l'événement mobilisateur en Ma	Méthode	Références
Pb-Zn MVT	Coy	Est Tennessee	377 ± 29	Rb-Sr, ZnS + inclusions, isochrone	Nakaï et al. (1990)
Pb-Zn MVT	Bushy Creek	SE Missouri	392 ± 21	Rb-Sr, PbS + inclusions, isochrone	Lange et al. (1983)
Pb-Zn MVT	Bushy Creek	SE Missouri	393 ± 6	Rb-Sr, glauconie, isochrone	Clauer et Chaudhuri (1992)
U discordance	Midwest Lake	Saskatchewan	331 ± 31	U-Pb, m^x U, intercept inf.	Baadsgard et al. (1984)
U discordance	Key Lake	Saskatchewan	299 ± 6	U-Pb, m^x U, intercept inf.	Trocki et al. (1984)
U discordance	Collins Bay	Saskatchewan	334	Sm-Nd, m^x U, isochrone	Fryer et Taylor (1984)
U discordance	Cigar Lake	Saskatchewan	333 ± 49	U-Pb, uraninite, intercept inf.	Philippe et al. (1992)
U discordance	Cigar Lake	Saskatchewan	323 ± 33	U-Pb, pechblende, intercept sup.	Philippe et al. (1992)
U filonien	-	Nord Québec	306 ± 2	U-Pb, m^x U, intercept inf.	De Saint André et Lancelot (1984)

Tableau 3

- dans le Centre et l'Est du Canada, elles induisent des remobilisations mineures des gisements antérieurs quels que soient leur âge et leur type (filons associés à la mise en place de plutons hudsoniens au Nord Québec, amas protérozoïques associés à la discordance du bassin de l'Athabasca) ;

- inversement dans le Centre et l'Est des U.S.A., elles paraissent bien contrôler la formation des gisements MVT au sein des formations paléozoïques inférieures.

Des méthodes géochronologiques autres que la méthode U-Pb peuvent être utilisées pour dater les minéralisations uranifères sensus stricto ou les minéraux de leur gangue en particulier, lorsque ceux-ci sont d'origine hydrothermale. Ainsi, dans les bassins de l'Athabasca, Fryer et Taylor (1984) ont utilisé la méthode Sm-Nd sur pechblende afin de dater la formation et l'évolution du gisement de Collins Bay (CB, Fig. 26). Ces pechblendes se prêtent bien à une telle approche en raison de leurs hautes teneurs en Terres Rares et de leur enrichissement préférentiel en Terres Rares lourdes (Fig. 31), donnant des rapports Sm-Nd élevées favorables à leur datation. Reportées dans un diagramme isochrone Sm-Nd classique (Fig. 32), les données des pechblendes de Collins Bay définissent deux droites interprétées en terme d'isochrones par Fryer et Taylor et fournissent respectivement un âge de formation du gîte à 1281 ± 80 Ma et un âge de remobilisation à 334 Ma, en bon accord avec les âges U-Pb obtenus sur les uraninites et les pechblendes de Cigar Lake (Philippe, 1988; Philippe et al., 1992). D'autre part, le report des rapports initiaux $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ et des âges des deux groupes de pechblendes dans un diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = f(t)$ (Fig. 33), indique une source de l'uranium dans le socle archéen sans faire appel à l'hypothèse d'une remobilisation d'un gisement d'uranium antérieur d'âge archéen. Une autre approche géochronologique consiste à dater les minéraux hydrothermaux formés dans l'encaissant de la minéralisation uranifère, par les méthodes ^{40}K - ^{40}Ar ou ^{39}Ar - ^{40}Ar . Ainsi à Cigar Lake, les travaux de Clauer (Philippe et al., 1992) ont fourni par la méthode K-Ar :

- 2 âges de 1390 ± 33 Ma et 1385 ± 30 Ma sur des fractions argileuses fines, constituées d'un mélange d'illite et de chlorite, dépourvu de kaolinite. Aux erreurs expérimentales près, ces âges sont en bon accord avec celui de 1341 ± 12 Ma trouvé par U-Pb pour la cristallisation des uraninites de Cigar Lake.

- 2 âges très récents de 37 ± 10 Ma et 39 ± 10 Ma pour des fractions argileuses (illite + chlorite) intimement liées à des uraninites. Une forte perte en ^{40}Ar radiogénique est invoquée pour expliquer ces âges récents non significatifs. Cette perte par diffusion gazeuse serait favorisée par les

dommages des structures cristallines des phyllites, induits par la forte radioactivité ambiante.

- 3 âges compris entre 850 et 950 Ma. La présence de 25 à 50 % de kaolinite dans les trois échantillons analysés ne permet pas d'interpréter ces âges en terme d'un stade d'évolution de la minéralisation formée à 1340 Ma.

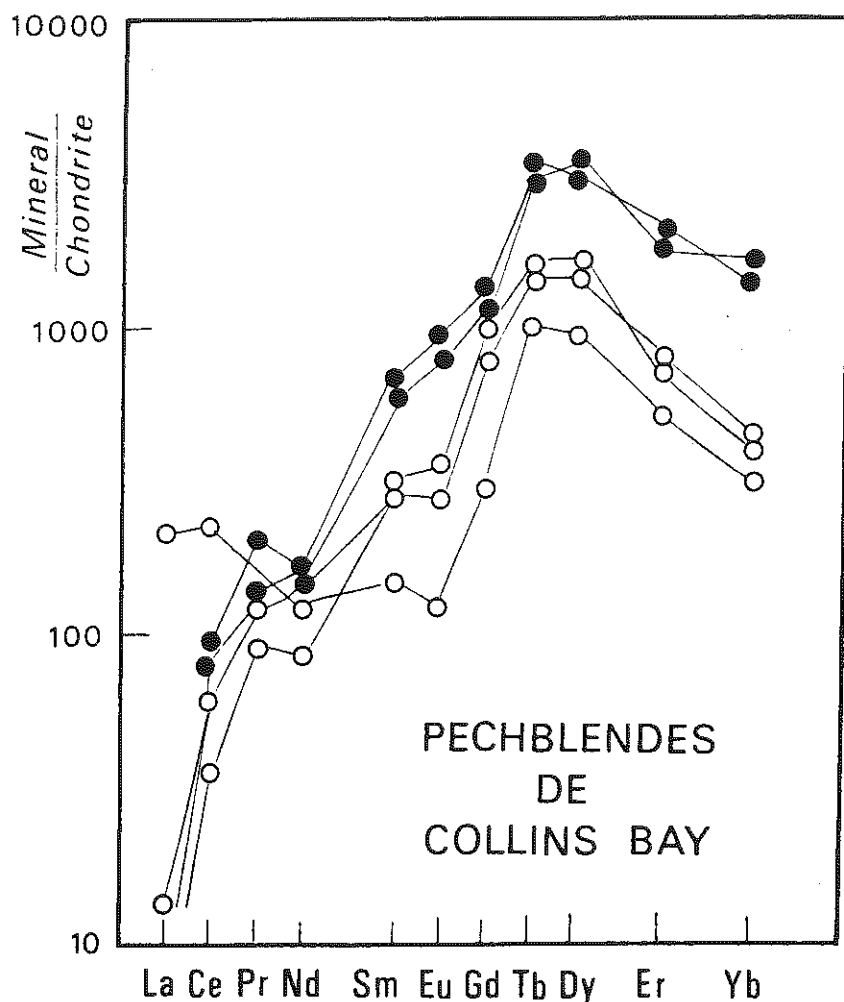


Fig. 31 : Le diagramme de répartition des terres rares normées à leur concentration dans les chondrites, souligne l'enrichissement très marqué en terres rares lourdes des pechblendes du gisement de Collins Bay favorable à leur datation par la méthode Sm-Nd (d'après Fryer et Taylor, 1984).

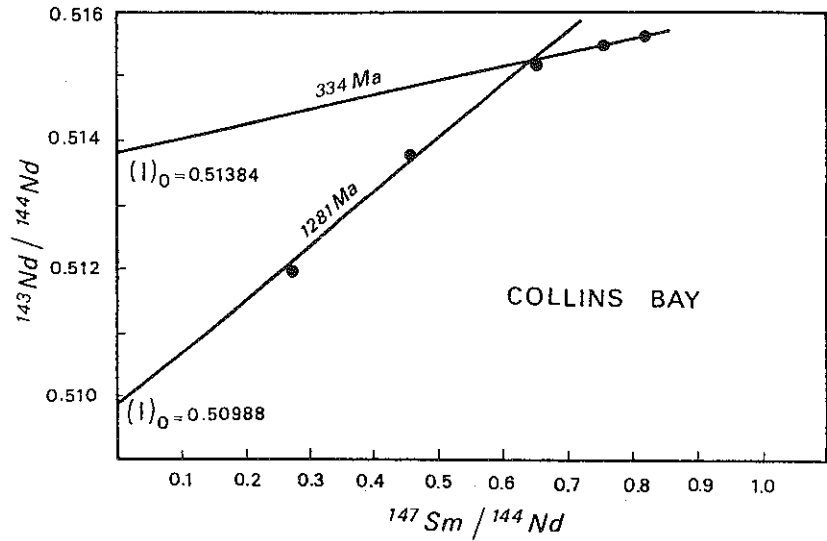


Fig. 32 : Diagramme isochrone Sm-Nd pour les pechblendes de Collins Bay, fournissant un âge de 1281 ± 80 Ma pour la formation du gisement et un âge de remobilisation de l'uranium de 334 Ma, (d'après Fryer et Taylor, 1984).

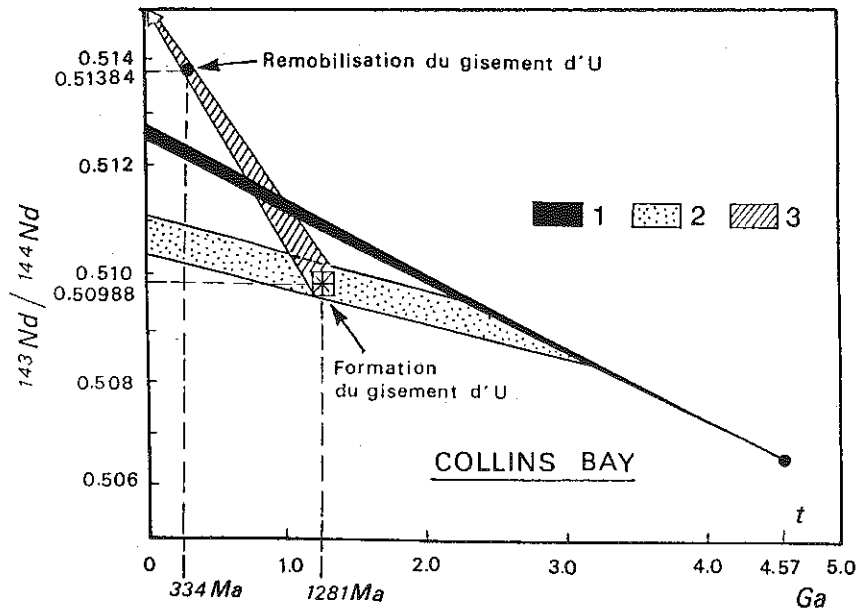


Fig. 33 : Diagramme d'évolution du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps, d'après Fryer et Taylor (1984). (1) évolution globale d'une terre de composition initiale chondritique; (2) évolution de la croûte continentale archéenne; (3) évolution de la minéralisation uranifère.

D'après les données sur les isotopes de l'hydrogène, cette kaolinite se formerait à des températures inférieures à 50°C, lors de la circulation récente de solutions aqueuses oxydantes, d'origine météoritique, le long des failles NE-SW (Fig. 27). Ces circulations affecteraient les minéralisations de l'amas principal et des amas perchés, en favorisant le développement de la coffinite au dépens de l'uraninite et de la pechblende ainsi que l'hématitisation des sulfures de fer associés. Cette ultime et faible remobilisation du gisement de Cigar Lake affecte plus les amas perchés situés plus près de la surface que l'amas principal. Elle est aussi vraisemblablement responsable de la forte discordance des points expérimentaux correspondant aux pechblendes et explique l'intercept inférieur passant par l'origine (Fig.29).

V - LES GISEMENTS D'URANIUM DU SUD DU MASSIF CENTRAL

Dans le Sud du Massif Central (Fig. 20), trois gisements d'uranium présentent, à l'inverse de Cigar Lake, des cas de remobilisations généralisées. Ceux de Lodève et de Bertholène sont encore en exploitation en mine et en carrière, aux Pierres Plantées la mine a fermé en 1988.

A première vue dans les trois sites, les concentrations en uranium se présentent dans des contextes géologiques très différents :

- pour Lodève (Hérault), à la base, très riche en matière organique, de la série autunienne à cachet fluvio-deltaïque. Le bassin permien est discordant sur un socle varisque épimétamorphique (Fig. 34), constitué de métasédiments d'âge paléozoïque inférieur (Mathis et al., 1990) ;

- pour Bertholène (Aveyron), sous la discordance des sédiments autuniens, c'est-à-dire dans le socle varisque constitué par l'orthogneiss des Palanges, plus ou moins mylonitisé, et daté par U-Pb sur zircons à 542 ± 50 Ma (Lévêque et al., 1988) ;

- aux Pierres Plantées (Lozère), au sein d'un pipe d'épisyénite, formé à 269 ± 9 Ma (Respaut et al., 1991). Ce pipe résulte de l'altération par des fluides à 300-350°C du granite porphyroïde varisque de la Margeride mis en place à 334 ± 7 Ma et recoupé à 305 ± 9 Ma par des filons de leucogranites (Respaut et al., 1991).

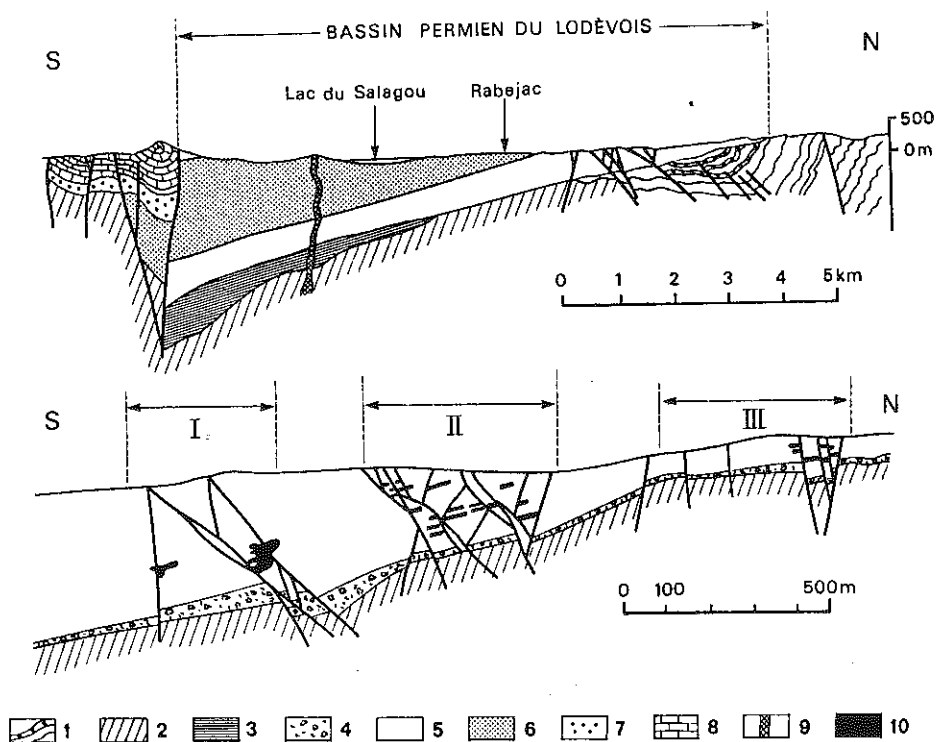


Fig. 34 : Coupes nord-sud du bassin permien de Lodève et de sa bordure nord, d'après Mathis et al. (1990) modifiées. Hormis le filon de Rabéjac dans le Saxonien, la totalité des minéralisations uranifères d'intérêt économique se localisent à la fois dans l'Autunien et dans l'un des 3 faisceaux de failles N70° à N110° de Saint Julien-Rivieral (I), du Mas d'Alary (II) et de la Bordure Nord (III). (1) Socle varisque (métasédiments d'âge paléozoïque inférieur ou infracambrien du versant nord de la Montagne Noire) ; (2) Socle varisque indifférencié ; (3) Stéphaniens ; (4) Brèche basale permienne, de démantèlement de paléoreliefs ; (5) Autunien ; (6) Saxonien ; (7) Trias ; (8) Jurassique ; (9) Basaltes alcalins plio-quadernaires ; (10) Minéralisations uranifères.

Sur la base des données géologiques, l'époque de concentration de l'uranium dans les trois sites était considérée initialement comme permienne, tout en faisant appel à des mécanismes de concentration très différents : les minéralisations étant considérées comme syngénétiques à diagénétiques précoces à Lodève, distribuées dans le socle à partir de l'Autunien à Bertholène, et hydrothermales aux Pierres Plantées. Cependant l'importance du facteur structural dans la concentration de l'Uranium est un fait majeur, commun aux trois gisements. Ainsi à Lodève, aux amas d'allure générale stratiforme se superpose un contrôle structural observable aux échelles du district (Fig. 34) de la mine (Fig. 35a et b) et de l'échantillon (Fig. 36). Les zones minéralisées présentant des teneurs économiquement favorables sont systématiquement associées aux structures tectoniques favorisant la migration du bitume porteur de l'uranium disséminé (Landais et Connan, 1980). Dans le bassin lodévois, un exemple de filon à pechblende massive est même connu à Rabecac dans une zone très localement enrichie en bitume du Saxonien (Lancelot et Vella, 1989). De même, des filons de pechblende massive ont été observés dans la mine des Pierres Plantées ; ils correspondent au remplissage de fractures ouvertes de direction N130- N150 et N20. A Bertholène, bien que le gisement soit dans son ensemble très transformé en coffinite ($U(SiO_4)_{1-x}(OH)_4x$) par une altération d'origine superficielle, les fractures minéralisées sont préférentiellement orientées N25°.

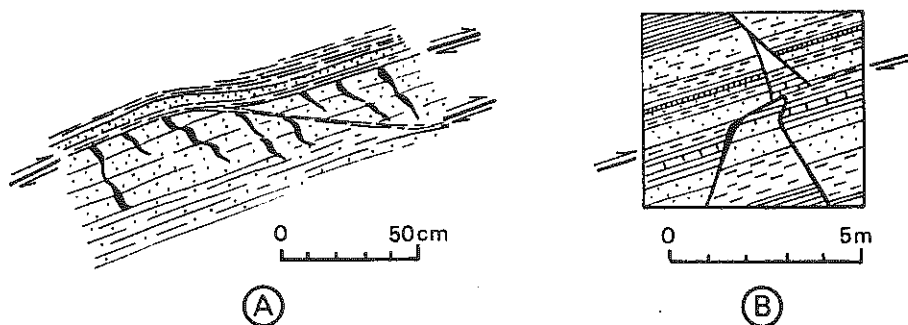


Fig. 35 : Dans l'Autunien du Lodévois, les amas uranifères sont apparemment stratiformes, mais les minéralisations d'intérêt économique se localisent dans des fractures remplies de bitume migré uranifère. Exemples de minéralisations : a) dans les fractures ouvertes formées dans le niveau le plus compétent lors d'un glissement couche à couche, b) dans une structure faillée à évolution polyphasée (d'après Mathis et al., 1990).

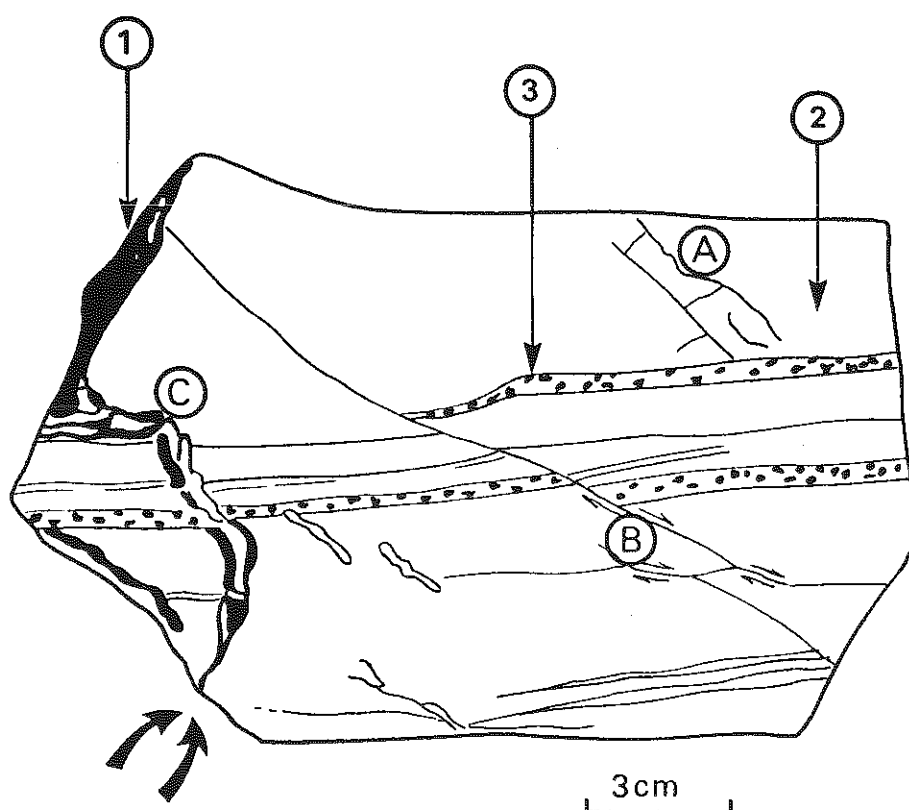


Fig. 36 : Répartition de l'uranium à l'échelle d'un échantillon de pélite autunienne du gisement du Mas Lavayre (Vella, 1989) où se différencient des fissures non minéralisées à remplissage de bitume isotrope (A), de fractures non minéralisées (B) avec mouvements normaux ou inverses de faible rejet et des fractures ouvertes sans coulissage (C) ; ces dernières fractures sont minéralisées en uranium, présent dans du bitume anisotrope, migré associé à de la calcite. Au voisinage de la fracture, l'uranium peut être disséminé dans la pélite autunienne ou se présenter sous forme de nodules marquant la stratification. Ces nodules sont constitués de bitume anisotrope uranifère, de pyrite et de calcite. Il en résulte une répartition très hétérogène du plomb à l'échelle de l'échantillon, où il présentera des compositions isotopiques très radiogéniques en (1), de plomb commun en (2), et intermédiaires en (3).

Des analyses isotopiques U-Pb ont été réalisées systématiquement sur les minéralisations uranifères de ces trois gisements, sous toutes leurs expressions minéralogiques (Lancelot et al., 1984 ; Lévêque et al., 1988 ; Lancelot et Vella, 1989 ; Vella, 1989 ; Respaut et al. 1991). Reportées dans les divers diagrammes isotopiques, illustrant l'évolution des systèmes U-Pb et Pb-Pb (voir par exemple Fig. 37 et 38), ces données mettent en évidence :

- un événement généralisé de remobilisation de l'uranium au Lias, événement daté respectivement à 188 ± 12 Ma aux Pierres Plantées, à 173 ± 9 Ma à Bertholène, à 183 ± 4 Ma à Rabejac et à 173 ± 6 Ma à proximité du gisement principal du Lodévois (mine du Mas Lavayre) ;

- la présence d'un plomb initial hautement radiogénique dans les pechblendes liasiques de Rabejac et des Pierres Plantées. Cette anomalie démontre l'existence d'une préconcentration de l'uranium, d'une part, dans les sédiments permien du bassin de Lodève ainsi que dans le pipe d'épisyénite des Pierres Plantées, formé à 269 ± 9 Ma. Les données U-Pb obtenues sur quelques grains d'oxyde d'U, conservés au sein de la masse des coffinites de Bertholène ne permettent pas de discuter l'existence d'une préconcentration permienne possible dans ce gisement ;

- un second événement remobilisant l'uranium au Crétacé supérieur. Cet événement est décelé aux Pierres Plantées sous la forme de nodules de pechblendes datés à environ 90-100 Ma, et associés à des fronts d'oxydo-réduction se formant lors de la circulation de fluides de basses températures (inférieures à 100°C). A Lodève, ce second événement est bien exprimé dans le gîte principal du Mas Lavayre où il a été daté à 108 ± 5 Ma (Lancelot et al., 1984) ou aux environs de 90-100 Ma (Vella, 1989) dans des bitumes uranifères migrés remplissant des fractures ouvertes (Fig. 36 et 38).

Les difficultés de la datation précise par dilution isotopique et spectrométrie de masse, de cet événement crétacé, méritent d'être signalées. La prise d'échantillons conduit en effet, au mélange de minéraux uranifères intimement associés à d'autres phases minérales susceptibles de renfermer du plomb commun ou de plomb plus ou moins radiogénique (sulfures, carbonates, coffinite), ce qui limite la précision des données U-Pb et conduit à envisager dans ce cas particulier des investigations futures à la sonde ionique susceptible de réaliser à l'échelle des minéraux étudiés des analyses isotopiques in situ du plomb, couplées avec la mesure du rapport U-Pb.

Le premier épisode de remobilisation liasique n'est pas limité aux seuls gisements d'U du Sud du Massif Central ; il a été aussi détecté par la méthode U-Pb sur minéraux uranifères dans le Morvan (Carrat et Kostolanyi, 1988) et jusque dans le Limousin (Leroy et Holliger, 1984). D'autre part, l'existence d'un événement thermique de bas degré auquel serait associée la mise en circulation de fluides au Lias est bien démontrée dans le Sud du Massif

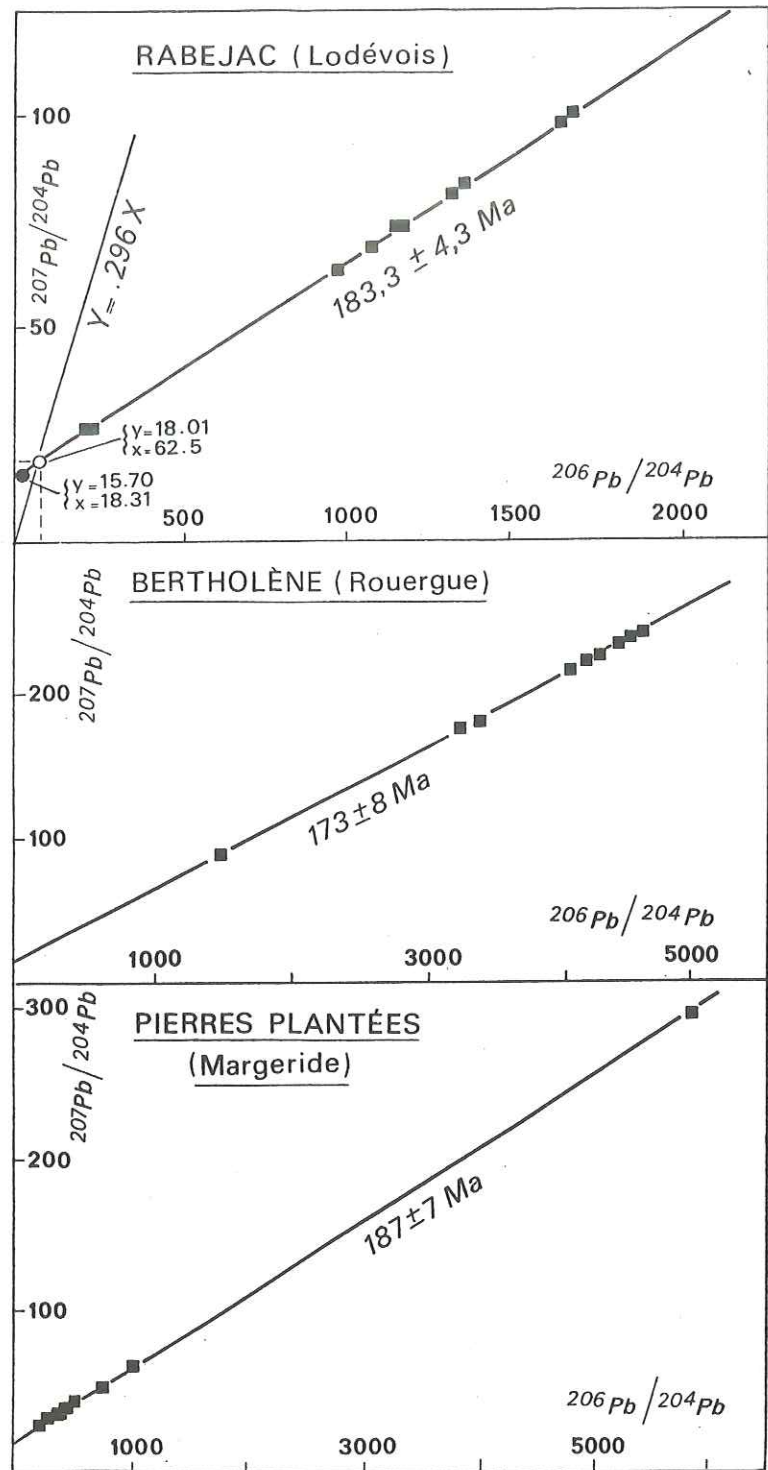


Fig. 37

Fig. 37 : Datation sur pechblende (■) par isochrone, dans le diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, de la phase liasique de mobilisation majeure de l'uranium, à Rabejac (183.3 ± 4.3 Ma, Lancelot et Vella, 1989), à Bertholène (173 ± 8 Ma, Lévêque et al., 1988), aux Pierres Plantées (187 ± 7 Ma, Respaut et al., 1991). A partir d'une variante du diagramme concordia, la détermination du rapport initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.296$ de la pechblende de Rabejac permet de calculer les rapports initiaux très radiogéniques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 62.5$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.01$ du plomb (O) inclus dans cette pechblende lors de sa cristallisation. La comparaison avec le plomb commun (●) des sédiments permien du bassin de Lodève ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.31$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.70$) démontre l'existence d'une préconcentration uranifère permienne dans la série autunienne (Lancelot et Vella, 1989). La même démarche réalisée sur les pechblendes des Pierres Plantées a démontré l'existence d'une préconcentration de l'uranium lors de la formation du pipe d'épisyénite à 269 ± 9 Ma (Respaut et al., 1991).

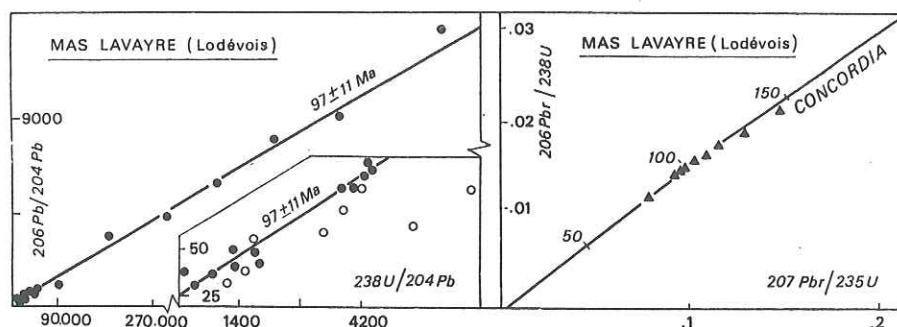


Fig. 38 : Datation de l'événement de remobilisation crétacé dans le gîte du Mas Lavayre (Lodévois) à l'aide des diagrammes isochrones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et concordia, d'après Vella (1989). (●) échantillon de bitume uranifère en remplissage de fracture ouverte ; (○) échantillon en nodule de taille millimétrique à bitume uranifère, pyrite et calcite, au voisinage des fractures ouvertes (cf. Fig. 36). La présence de plomb commun abaisse les rapports isotopiques du plomb, tout particulièrement dans les nodules. Seuls, les échantillons les plus radiogéniques, provenant du remplissage des fractures sont utilisables dans le diagramme concordia ; ils indiquent un âge de l'ordre de 100 Ma, confirmé par les données K-Ar (Mendez-Santiago et al., 1991), mais l'évolution du chronomètre U-Pb dans ces minéralisations ne s'est pas réalisée en système clos.

Central par l'indice de cristallinité des illites du bassin permien de Lodève et leurs âges K-Ar (Bellon et al., 1974 ; Clauer, communication personnelle). Une partie des âges K-Ar déterminés sur des feldspaths K des cinérites interstratifiées dans l'Autunien du Lodévois (Conrad et al., 1986) sont en accord avec cet événement liasique, les autres âges obtenus plus anciens de 170 Ma reflétant la diagenèse de la pile sédimentaire permienne. En ce qui concerne l'événement crétacé supérieur, l'existence d'un hydrothermalisme tardif dans l'histoire du bassin de Lodève a été confirmée à la fois par des âges K-Ar sur illites et des températures de l'ordre de 200°C d'équilibre isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) de dolomite avec une phase fluide (Mendez-Santiago et al., 1991).

Enfin les températures (et les salinités) des fluides, ayant provoqué la remobilisation liasique de l'uranium dans le Sud du Massif Central, ont été déterminées sur inclusions fluides et fournissent :

- 135° à 140°C à Bertholène (Lévêque et al., 1988) ;
- 150° à 250°C aux Pierres Plantées (Respaut et al., 1991) ;
- 130° à 250°C à Lodève (Staffelbach et al., 1987) ; toutefois dans ce bassin, la chronologie des générations de fluides et donc leur attribution à l'événement liasique ou crétacé reste à préciser.

En conclusion, au Permien, dans le Sud du Massif Central des milieux riches en uranium se forment au sein de roches sédimentaires ou de roches magmatiques ; ils subissent un premier événement remobilisateur au Lias, créant les gisements exploités actuellement, dans un contexte général d'élévation du flux géothermique permettant la recristallisation des illites, la mise à zéro de leur chronomètre K-Ar et la circulation de fluides à des températures voisines de l'ordre de 150°C à 250°C. Pour les systèmes U-Pb, il n'y a pas "crime parfait" suivant l'expression de Cuney et al (1992), par effacement total de l'information géochronologique des préconcentrations uranifères permienues, car la composition hautement radiogénique du plomb initial des pechblendes, massives, filoniennes de Rabejac et des Pierres Plantées, préserve la mémoire de milieux riches en uranium, formés une centaine de millions d'années auparavant.

Le contexte géodynamique de cet événement de remobilisation est celui d'une période d'extension de la croûte continentale (Fig. 39 et 41)

conduisant à son amincissement par le jeu de failles listriques et de blocs basculés, générés par le rifting, prélude à l'ouverture plus à l'Est de l'océan liguro-piémontais (Lemoine, 1985). Cet événement thermique de bas degré et tectonique cassante sur les marges, favorise la mise en circulation de fluides à l'origine de la remobilisation observée des gîtes d'U. Cette remobilisation diminue d'intensité en fonction de la distance du gisement à la zone de rifting. Ainsi sont affectés, au Lias, certains gisements du Morvan (Carrat et Kostolanyi, 1987) et localement ceux de Fanay et de Margnac dans le Limousin (Leroy et Holliger, 1984) ; par contre elle est inconnue dans les gisements d'U liés aux leucogranites bretons associés au cisaillement sud-armoricain comme celui du Guern près de Pontivy (Bosch, 1987).

Une seconde phase de remobilisation au Crétacé supérieur est mise en évidence dans certains gisements du Lodévois (mais non à Rabejac par exemple) et a été détectée au Pierres Plantées. Dans ce gisement, elle correspond à un événement d'importance mineure associée à des circulations de fluides de basse température inférieure à 100°C. Comme pour la phase

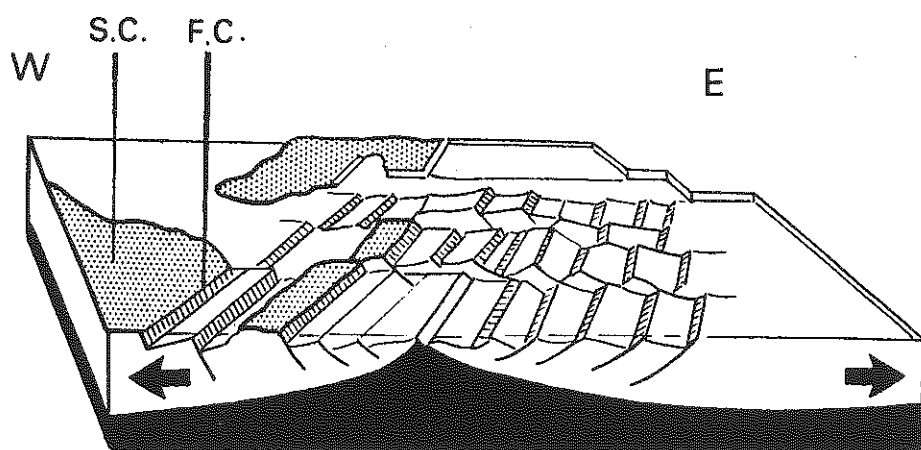


Fig. 39 : Bloc diagramme d'après Lemoine (1985) modifié, schématisant la période de pre-rifting liasique, initialisant l'ouverture de l'océan liguro-piémontais. L'amincissement crustal s'effectue par une tectonique en failles normales listriques et de blocs basculés. En bordure de cette zone, sont localisés la faille des Cévennes (F.C.) et le Seuil Caussenard (S.C.) (1) aires continentales émergées ; (2) lithosphère continentale en cours d'amincissement ; (3) remontée de l'asthénosphère.

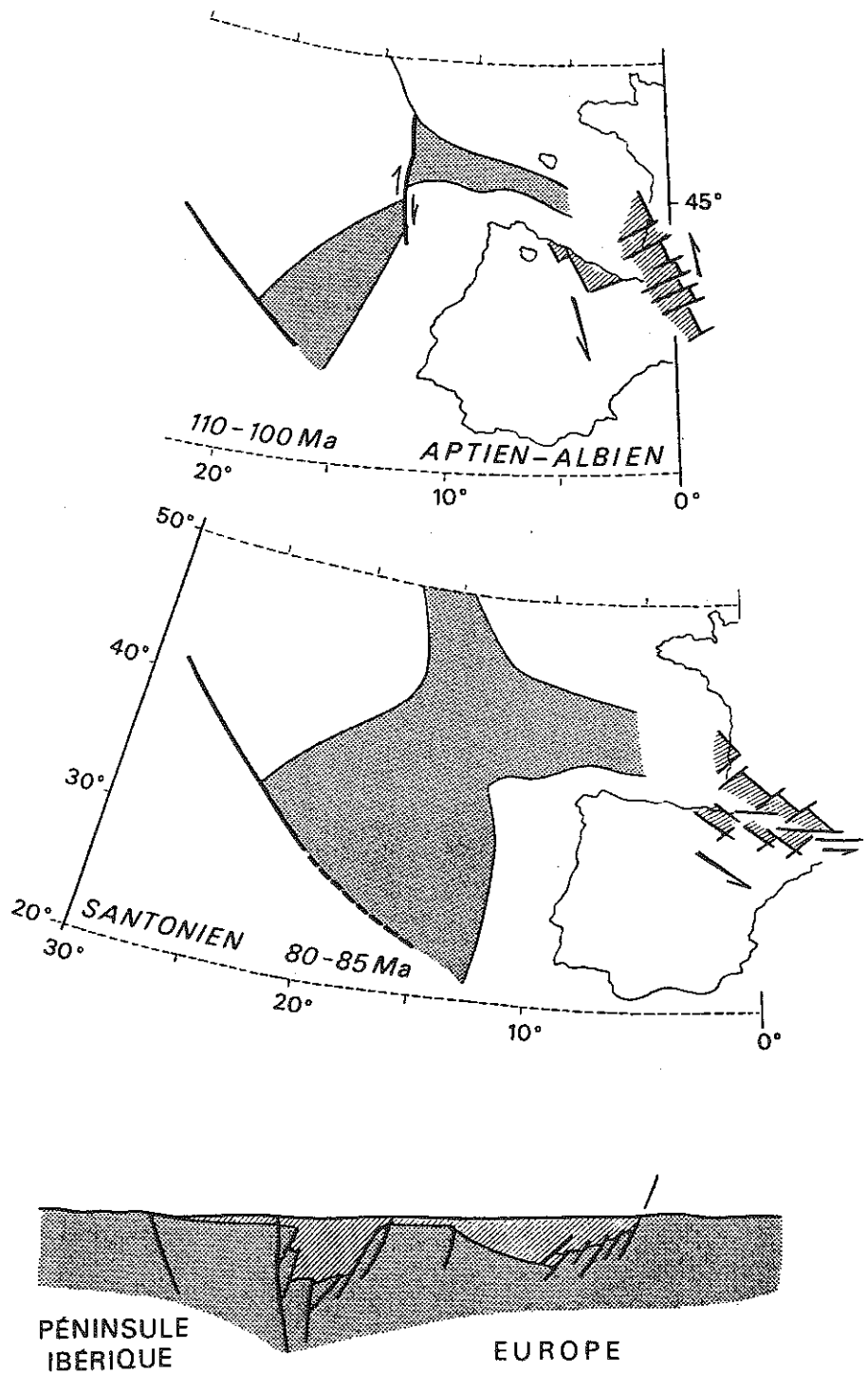


Fig. 40

liasique, ce second événement de remobilisation de l'uranium, compris entre 90 et 100 Ma, peut être mis en liaison avec l'existence plus au Sud d'une zone de rifting (Fig. 40 et 41), d'amincissement crustal, à l'origine des bassins albo-aptiens pyrénéens évoluant en bassins pull-aparts avant la collision pyrénéenne. Dans les zones du gisement du Mas Lavayre (Lodévois) où l'uranium a été remobilisé au Crétacé supérieur, cet événement est confirmé par datation K-Ar sur illites, mais il n'a nettement pas l'ampleur de l'événement liasique et se localise préférentiellement dans les gites du Lodévois, en position la plus méridionale c'est-à-dire la plus proche de la zone de rifting. Une intense remobilisation d'origine superficielle s'est développée de l'Oligocène à nos jours, dans le gisement d'U de Bertholène incorporé dans un horst et ne permet pas l'identification de l'événement mobilisateur crétacé dans ce gisement.

Fig. 40 : Poursuite de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord au Crétacé Supérieur d'après Puigdefabregas et Souquet (1986). Elle s'accompagne de la formation de bassin en extension se remplissant de sédiments de type flysch sur une croûte continentale amincie (a et c). Ces bassins évoluent en bassins pull-aparts au Santonien (b), lors de la rotation de la Péninsule Ibérique par rapport à l'Europe précédant la collision pyrénéenne. Sous les bassins, la proximité du manteau est démontrée par la mise en place du massif de péridotites de Lherz.

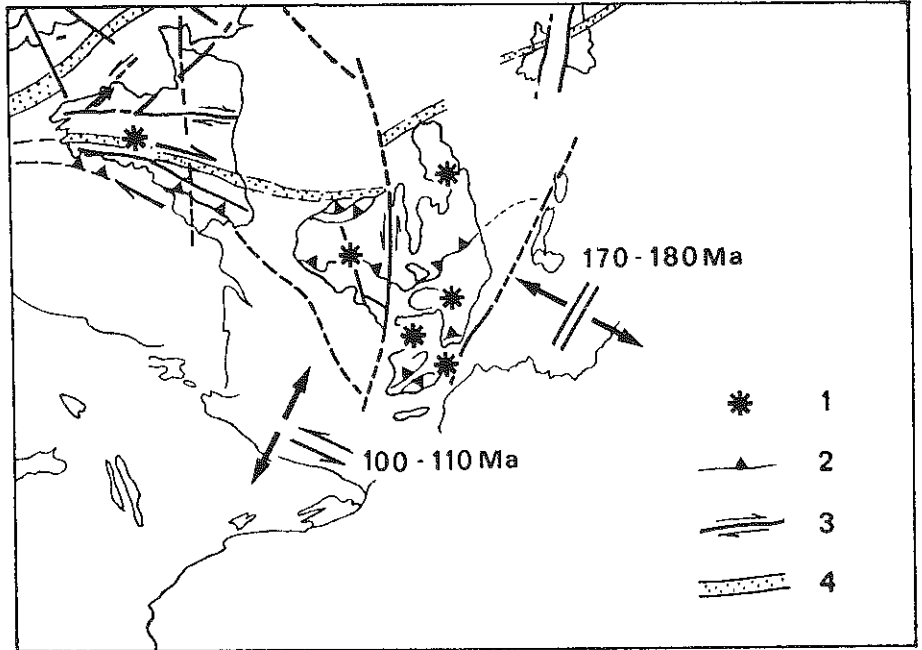


Fig. 41 : Localisation au Permien des gisements d'uranium (1) cités dans le texte ; (2) chevauchements majeurs varisques ; (3) décrochements ; (4) zones de suture (après Matte, 1983). Les deux phases d'amincissement crustal au Lias et au Crétacé supérieur sont représentées schématiquement. Elles s'accompagnent de la mise en circulation de fluides remobilisant les gites d'uranium localisés en bordure des zones en extension. L'importance des remobilisations s'atténue avec la distance séparant un gite d'U du rift en formation.

Références

- Armstrong, R.L., Ramaekers, P. (1985) : Sr isotopic study of Helikian sediments and diabase dikes in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 389-407.
- Aston, F.W. (1927) : The constitution of ordinary lead. *Nature*, **120**, 224.
- Baadsgaard, M., Cumming, G.L., Worden, J.M. (1984) : U-Pb geochronology of minerals from the Midwest uranium deposit, northern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 642-648.
- Becquerel, H. (1896) : Sur les radiations invisibles émises par phosphorescence. Sur les radiations émises par les sels d'uranium. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **122**, 420-501-689.
- Bellon, H., Ellenberger, F., Maury, R. (1974) : Sur le rajeunissement de l'illite des pélites saxoniennes du bassin de Lodève. *C.R. Ac. Sci. Paris, D*, **278**, 413-415.
- Boast, A.M., Swainbank, I.G., Coleman, M.L., Hall, C. (1981) : Lead isotope variations in the Tynagh, Silvermines and Navan base-metal deposits, Ireland. *Inst. Min. Met. Trans.*, **90**, B, 115-119.
- Boltwood, B.B. (1907) : On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. *Am. J. Sci.*, **4**, 23, 77-88.
- Bosch, D. (1987) : Caractérisation géochimique (géochronologie U-Pb, éléments traces et terres rares) du massif leucogranitique de Pontivy-Rostrenen et des minéralisations uranifères associées (Massif Armoricaire, France). *D.E.A. Univ. Montpellier II*, 99 p.
- Bray, C.J., Spooner, E.T.C., Hall, C.M., York, D., Billo, T.M., Krueger, H.M. (1987) : Laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and conventional K/Ar dating of illites associated with the Mc Clean unconformity-related uranium deposits, North Saskatchewan, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 10-23.
- Brévard, O., Schimizu, N., Allègre, C.J. (1978) : Intra and intercrystalline variations of Pb isotopic compositions in galenas from the Mississippi Valley type ores : an ion microprobe study. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, **78-701**, 49-50.

- Brévard, O., Dupré, B., Allègre, C.J. (1982) : Metallogenic provinces and the remobilization process studied by lead isotopes : lead-zinc ore deposits from the southern Massif Central. *Econ. Geol.*, **77**, 654-575.
- Brown, J.S. (1967) : Isotopic zoning of lead and sulfur in southeast Missouri, in "Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits (Mississippi Valley - type deposits. A symposium", J.S. Brown ed. *Econ. Geol.*, **3**, 410-425.
- Carrat, G., Kostolanyi, C. (1988) : Age mésozoïque probable des pechblendes du Morvan en Uranium-Plomb, associées à des fluorines filoniennes. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **305**, II, 89-93.
- Cathles, L.M., Smith, A.T. (1983) : Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley type lead-zinc deposits and their implications for episodic dewatering and deposit genesis. *Econ. Geol.*, **78**, 983-1002.
- Charef, A. (1986) : La nature et le rôle des phases associées à la minéralisation Pb-Zn dans les formations carbonatées et leurs conséquences métallogéniques. Etude des inclusions fluides et des isotopes (H, C, O, S, Pb) des gisements des Malines (France), Fedj-el-Adoum et Jbel-Hallouf-Sidi Bou Aouane (Tunisie). *Thèse Univ. Nancy*, 291 p.
- Chauvel, C., Arndt, N.T., Kielinczuk, S., Thom, A. (1987) : Formation of Canadian 1.9 Ga old continental crust. I : Nd isotopic data. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 396-406.
- Clauer, N., Chaudhury, S. (1992) : Indirect dating of sediment-hosted ore deposits : promises and problems. In "Isotopic signatures and sedimentary records", N. Clauer and S. Chaudhury ed. *Lecture series in Earth Sciences*, Springer Verlag, Heidelberg, 361-388.
- Conrad, G., Montigny, R., Odin, B. (1986) : Datation K-Ar de cinérites du Permien inférieur du bassin de Lodève (Hérault, France). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **302**, II, 887-890.
- Cumming, G.L., Richards, J.R. (1975) : Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 155-171.
- Cumming, G.L., Krstic, D., Worden, J.M., Baadsgaard, M. (1984) : Isotopic composition of lead in galena and Ni-arsenides of the Midwest deposit, northern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 649-656.
- Cuney, M., Leroy, F., Pagel, M. (1992) : L'uranium, *P.U.F. Collection Que sais-je ?*, 123 p.
- De Saint André, B., Lancelot, J. (1984) : Datations U-Pb des minéralisations uranifères du Nord Québec. *Rapport Int. COGEMA-Univ. Montpellier II*, 21 p.

- Deloule, E., Allègre, C.J., Doe, B. (1986) : Lead and sulfur isotopic microstratigraphy in galena crystals from Mississippi Valley type deposits. *Econ. Geol.*, **81**, 1307-1321.
- Fouques, J.P., Fowler, M., Knipping, H.D., Schimann, K. (1985) : Le gisement d'uranium de Cigar Lake : découverte et caractéristiques générales. *Can. Min. Metal. Bull.*, **79**, 70-82.
- Fryer, B.J., Taylor, R.P. (1984) : Sm-Nd direct dating of the Collins Bay hydrothermal uranium, Saskatchewan. *Geology*, **12**, 479-482.
- Green, A.G., Hajnal, Z., Weber, W. (1985) : An evolutionary model of the western Churchill province and western margin of the Superior province in Canada in the north central United-States. *Tectonophysics*, **116**, 281-322.
- Halter, G., Sheppard, S.M., Weber, F., Clauer, N., Pagel, M. (1987) : Radiation-related retrograde hydrogen isotope and K-Ar exchange in clay minerals. *Nature*, **330**, 638-641.
- Hart, S.R., Shimizu, N., Sverjensky, D.A. (1981) : Lead isotope zoning in galena : an ion microprobe study of a galena crystal from the Buick Mine, Southeast Missouri. *Econ. Geol.*, **76**, 1873-1878.
- Heyl, A.V., Landis, G.P., Zartman, R.E. (1974) : Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley type mineral deposits : a review. *Econ. Geol.*, **69**, 992-1006.
- Holmes, A. (1946) : An estimate of the age of the Earth. *Nature*, **157**, 680-684.
- Houtermans, F.G. (1946) : Die isopen-häufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, **33**, 185-186.
- Kanasewich, E.R. (1968) : The interpretation of lead isotopes and their geological significance. In "Radiometric dating for geologists", Interscience Publi., New York, E.I. Hamilton and R.M. Farquhar ed. 506 p.
- Lancelot, J., Sarazin, G., Allègre, C. (1971) : Composition isotopique du plomb et du soufre des galènes liées aux formations sédimentaires. Interprétation géologiques et géochimiques. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **32**, 315-333.
- Lancelot, J., Vitrac, A., Allègre, C.J. (1975) : The Oklo natural reactor : age and evolution studies of U-Pb and Rb-Sr systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**, 189-196.

- Lancelot, J., de Saint André, B., de la Boisse, H. (1984) : Systématique U-Pb et évolution du gisement d'uranium de Lodève (France). *Mineral. Deposita*, **19**, 44-53.
- Lancelot, J., Vella, V. (1989) : Datation U-Pb liasique de la pechblende de Rabejac. Mise en évidence d'une préconcentration uranifère permienne dans le bassin de Lodève (Hérault). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 2, 309-315.
- Landais, P., Connan, J. (1980) : Relation uranium-matière organique dans 2 bassins permien français (Lodève-Hérault, Cerilly-Allier). *Bull. Cent. Rech. S.N.E.A.(P)*, **4-2**, 709-757.
- Lange, S., Chaudhuri, S., Clauer, N. (1983) : Strontium isotopic evidence for the origin of barites and sulfides from the Mississippi Valley type ore deposits in southeast Missouri. *Econ. Geol.*, **78**, 1255-1261.
- Le Guen, M., Maurin, J.C. (1987) : Tectonique et karstification callovienne : contrôle structural des minéralisations Pb-Zn du Bathonien des Malines (Gard, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, **305**, II, 413-417.
- Le Guen, M., Combes, P.J. (1988) : Typologie des minéralisations plombo-zincifères associées au Bathonien des Malines (Gard, France). *Doc. BRGM*, **158**, 2, 821-841.
- Le Guen, M., Lancelot, J. (1989) : Origine du Pb-Zn des minéralisations du Bathonien sud cévenol : apport de la géochimie isotopique comparée du plomb des galènes, de leur encaissant et du socle. *Chron. Rech. Min.*, **495**, 31-36.
- Le Guen, M., Orgeval, J.J., Lancelot, J. (1991) : Lead isotope behaviour in a polyphased Pb-Zn ore deposit (Les Malines, France). *Miner. Deposita*, **26**, 180-188.
- Le Huray, A.P., Caulfield, J.B.D., Rye, D.M., Dixon, P.R. (1987) : Basement controls on sediment-hosted Zn-Pb deposits : a Pb isotope study of Carboniferous mineralization in Central Ireland. *Econ. Geol.*, **82**, 1965-1709.
- Lemoine, M. (1985) : Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinostatique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, **I**, 1, 126-137.
- Leroy, J., Holliger, P. (1984) : Mineralogical, chemical and isotopic (U-Pb method) studies of Hercynian uraniferous mineralizations (Margnac and Fanay mines, Limousin, France). *Chem. Geol.*, **45**, 121-134.

- Lévêque, M.H., Lancelot J.R., George, E. (1988) : The Bertholène uranium deposit : mineralogical characteristics and U-Pb dating of the primary U mineralization and its subsequent remobilization ; consequences upon the evolution of the U deposits of the Massif Central, France. *Chem. Geol.*, **69** : 163-174.
- Lewry, J.F., Sibbald, T.I.I. (1977) : Variations in lithology and tectonometamorphic relationships in the Precambrian basement of northern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 1453-1487.
- Lewry, J.F. (1981) : Lower Proterozoic arc-microcontinent, collisional tectonics in the western Churchill Province. *Nature*, **294**, 69-71.
- Manhes, G. (1982) : Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire. *Thèse Univ. Paris VII*, 294 p.
- Marcoux, E. (1986) : Isotopes du plomb et paragenèses métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. Illustration des concepts de source, d'héritage et de régionalisme dans les gîtes français ; applications en recherche minière. *Thèse Univ. Clermont-Ferrand*, 289 p.
- Mathis, V., Robert, J.P., Saint Martin, J. (1990) : Géologie et métallogénie des gisements d'uranium du bassin permien de Lodève (Sud du Massif Central français). *Chron. Rech. Min.*, **499**, 31-40.
- Matte, Ph. (1983) : Two geotraverses across the Ibero-Armorican variscan arc of western Europe. *Geodyn. Series*, **10**, 53-81.
- Mc Ardle, P. (1990) : A review of carbonate-hosted base metal-barite deposits in the Lower Carboniferous rocks of Ireland. *Chron. Rech. Min.*, **500**, 3-29.
- Mendez-Santizo, J., Gauthier-Lafaye, F., Lievig, N., Clauer, N., Weber, F. (1991) : Existence d'un hydrothermalisme tardif dans le bassin de Lodève (Hérault) : arguments paléothermiques et géochronologiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, **312**, 739-745.
- Michard-Vitrac, A., Albarède, F., Allègre, C.J. (1981) : Lead isotopic composition in Hercynian granitic K feldspars constrains continental genesis. *Nature*, **291**, 460-464.
- Mills, H., Halliday, A.N., Ashton, J.H., Anderson, I.K. (1987) : Origin of a giant ore body at Navan, Ireland. *Nature*, **327**, 223-226.
- Nakai, S., Halliday, A.N., Kesler, S.E., Jones, H.D. (1990) : Rb-Sr dating of sphalerites from Tennessee and the genesis of Mississippi Valley type ore deposits, *Nature*, **346**, 354-357.

- Nier, A.O. (1938) : Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *J. Amer. Chem. Soc.*, **60**, 1571-1576.
- Nier, A.O., Thompson, R.W., Murphey, B.F. (1941) : The isotopic constitution of lead and the measurement of geological time. *Phys. Rev.*, **60**, 112-116.
- Pagel, M. (1983) : Les gisements d'uranium liés spatialement aux discordances *Géol. Géochim. Uranium*, Nancy, M. Pagel ed., 390 p.
- Patterson, C. (1963) : Characteristics of lead isotope evolution on a continental scale in the earth. In *"Isotopic and cosmic chemistry"*, North Holland publ. Co. Amsterdam, 244-268.
- Philippe, S. (1988) : Systématique U-Pb et évolution comparée des minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada). cas des gisements de la structure Carswell et de Cigar Lake. *Thèse Univ. Montpellier II*, 175 p.
- Philippe, S., Lancelot, J.R., Clauer, N., Paquet, A. (1992) : Formation and evolution of the Cigar Lake U ore deposit based on U-Pb and K-Ar isotope systematics. *Can. J. Earth Sci.*, sous presse.
- Ramboz, C.C., Charef, A. (1988) : Temperature, pressure, burial history and paleohydrology of Malines Pb-Zn deposit : reconstruction from aqueous inclusions in barite. *Econ. Geol.*, **83**, 784-800.
- Puigdefabregas, C., Souquet, P. (1986) : Tectonosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 13-20.
- Ray, G.E., Wanless, R.K. (1980) : The age and geological history of the Wollaston, Peter Lake and Roddenstone domains in northern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, **17**, 333-347.
- Respaut, J.P., Cathelineau, M., Lancelot, J. (1991) : Multistage evolution of the Pierres-Plantées uranium ore deposit (Margeride, France) : evidence from mineralogy and U-Pb systematics. *Europ. J. Mineral.*, **3**, 85-103.
- Russell, R.D., Farquhar, R.M. (1960) : Lead isotopes in geology. *Interscience Publ.*, New York, 243 p.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. (1975) : Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Let.*, **26**, 207-221.
- Staffelbach, C., Mendez-Santizo, J., Horrenberger, J.C., Ruhland, M., Weber, F. (1987) : The fracturing of uranium ore deposit of Lodève (France), mode of formation and filling. *Coll. AIEA*, Vienne.

- Stanton, R.L., Russell, R.D. (1959) : Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores. *Econ. Geol.*, **54**, 588-607.
- Stauffer, M.R. (1984) : Manikewan : an early Proterozoic ocean in Central Canada, its igneous history and orogenic closure. *Prec. Res.*, **25**, 257-281.
- Sverjensky, D.A., Rye, D.M., Doe, B.R. (1979) : The lead and sulfur isotopic compositions of galena from a Mississippi Valley type deposit in the New Lead Belt, Southeast Missouri. *Econ. Geol.*, **74**, 149-153.
- Sverjensky, D.A. (1981) : The origin of a Mississippi Valley type deposition in the Vilburnum trend, Southeast Missouri. *Econ. Geol.*, **76**, 1848-1872.
- Tatsumoto, M., Knight, R.J., Allègre, C.J. (1973) : Time differences in the formation of meteorites as determined from ratio of Lead 207 to Lead 206. *Science*, **180**, 1279-1283.
- Tremblay, L.P. (1982) : Geology of the uranium deposit related to the sub-Athabasca unconformity, Saskatchewan. *Geol. Surv. Can. Paper*, **81-20**, 56p.
- Trocki, L.K., Curtis, D.B., Gancarz, A.J., Banar, J.C. (1984) : Ages of major uranium mineralization and lead loss in the Key Lake uranium deposit, Canada. *Econ. Geol.*, **79**, 1378-1386.
- Van Schmus, W.R., Bickford, M.E., Lewry, J.F., Mac Donald, R. (1987) : U-Pb geochronology in the Trans-Hudson orogen, northern Saskatchewan, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 407-424.
- Vella, V. (1989) : Applications des chronomètres U-Pb, Rb-Sr et K-Ar à l'évolution d'un gisement uranifère en milieu sédimentaire : cas du bassin permien de Lodève (Hérault). *Thèse Univ. Montpellier II*, 133 p.
- Verraes, G., (1983) : Etude monographique du district minier des Malines et de ses environs (Province Sous-Cévenole, France). *Thèse Univ. Montpellier II*, 591 p.
- Walgenwitz, F., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H., Monié, P. (1990) : Thermo-chronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola basin : a fluid inclusion, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar investigations. *A.A.A.P.G. Bull.*, **74**, 5, 547-563.
- Wilson, M.R., Kyser, T.K., Mehnert, M.H., Hoeve, J. (1987) : Changes in the H-O-Ar isotope composition of clays during retrograde alteration. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **51**, 869-878.
- York, D., Farquhar, R.M. (1972) : The earth's age and geochronology. *Pergamon Press Ltd*, Oxford, 178 p.

Achevé d'imprimer en décembre 1992
sur les presses des Ets Fricotel - Epinal, Paris
Dépôt légal n° 2598 - Décembre 1992

I.S.B.N. - 2 - 903589 - 07 - 0